

7 GEOMORFOLOGIA

ALDINO BONDESAN¹, ALESSANDRO FONTANA¹, PAOLA FURLANETTO², MIRCO MENEGHEL¹, PAOLO MOZZI¹, SANDRA PRIMON³, VALENTINA BASSAN³, ROBERTO ROSSELLI⁴, ANDREA VITTURI³

7.1. PREMESSA

La geomorfologia è una branca della geografia fisica che studia la morfologia della superficie della Terra, cioè le forme che costituiscono il rilievo terrestre, investigandone l'origine e l'evoluzione. In particolare, studia le correlazioni tra la morfologia del terreno, le sue caratteristiche litologiche e gli agenti che lo hanno modellato.

Il territorio provinciale di Venezia è stato attentamente studiato anche dal punto di vista geomorfologico. Per oltre cinque anni (1999-2004), su iniziativa della Provincia, vari enti hanno dato vita, infatti, a un progetto che ha complessivamente coinvolto, in varie forme, dodici autori, quattordici collaboratori con contributi specifici e alcune decine di altre persone per tante attività non solo di contorno.

Il risultato è stata la pubblicazione, nel 2004, della Carta geomorfologica della provincia di Venezia, in scala 1:50.000 (e con edizione digitale 1:20.000) e delle sue Note illustrative.

In questo volume viene riportata nella Tav. 9 la carta geomorfologica, però in scala 1:100.000, e viene di seguito riportata una sintesi della pubblicazione citata.

Nella presente sintesi il territorio viene trattato considerando prima la terraferma (da nord a sud) e poi le aree lagunari, che per le loro peculiari caratteristiche sono state oggetto di apposite, separate indagini.

7.2. TRA TAGLIAMENTO E LIVENZA

7.2.1. L'assetto geomorfologico dell'area

L'area compresa tra il Tagliamento e il Livenza costituisce il settore più orientale della provincia di Venezia e fisiograficamente appartiene già alla pianura friulana, di cui il fiume Livenza rappresenta il limite occidentale.

La zona costituisce la porzione distale occidentale del megaconoide del Tagliamento e tra i fiumi Livenza e Lemene è essenzialmente formata da depositi alluvionali di età pleistocenica; più a est, invece, sono testimoniati molti dei percorsi olocenici del Tagliamento e i loro relativi depositi. Verso la costa la pianura alluvionale è stata sepolta o rimaneggiata per la formazione della laguna di Caorle e dei sistemi deltizi.

Le aree occupate dalle acque salmastre sono state fortemente ridotte e rimodellate dagli interventi umani; attualmente sono rappresentate dalla Valle Grande e Vallesina di Bibione e dalla laguna di Caorle, la cui struttura originaria è ancora ben testimoniata dal canale dei Lovi e dal canale Nicessolo.

Nel panorama del territorio provinciale il settore più orientale si caratterizza per la presenza di ghiaie superficiali sia attuali che antiche e per gli elevati valori del gradiente topografico. Questo raggiunge quasi il 2‰ a ridosso del confine settentrionale della provincia, dove si arriva a quote di 15 m presso Cinto Caomaggiore; le zone più basse invece sono poste a circa -3 m in corrispondenza delle aree bonificate a sud-ovest di Cavanella di Concordia.

Nella zona considerata, specialmente nel territorio di Teglio Veneto, Gruaro e Cinto Caomaggiore, si sottolinea inoltre la presenza del limite inferiore delle risorgive proprio lungo il confine con la provincia di Pordenone. Solo in rari casi si tratta di vere polle sorgentizie, mentre il più delle volte gli affioramenti della falda sono testimoniati da bollicine d'aria che scaturiscono dal fondo di alvei e canali (FONTANA, 2003a).

Gli elementi morfologici più evidenti nella carta geomorfologica sono il dosso attuale del Tagliamento, quello dell'attuale Livenza e quello del Tagliamento probabilmente attivo in epoca romana, evidente tra Teglio, Fossalta e Lugugnana. Possiedono una grande visibilità morfologica anche la valle occupata dal fiume Lemene e soprattutto quella del Reghena, mentre il Lemene, dopo la confluenza con il Reghena nei pressi di Portogruaro, scorre lungo un sottile dosso da cui si staccano anche alcune diramazioni minori. La carta geomorfologica evidenzia chiaramente la presenza di un sistema di alvei olocenici di età preromana presso Alvisopoli e il grande paleoalveo pleistocenico esistente tra Stiago e Torresella di Portogruaro. Sono pleistocenici anche i dossi che si allungano tra Summaga-Levada e Pramaggiore-Annone. L'area argillosa attraverso cui scorre il fiume Loncon corrisponde invece all'omonima palude bonificata nel XX secolo.

7.2.2. Il Tagliamento attuale

Il fiume Tagliamento rappresenta il limite provinciale tra Venezia e Udine: la carta geomorfologica consente, quindi, solo l'analisi della porzione occidentale dei depositi e delle tracce relative al percorso attualmente attivo (Fig. 7.1).

¹ Università di Padova, Dipartimento di Geografia.

² AKEO - Studi e Indagini Territoriali - Padova.

³ Provincia di Venezia, Servizio Geologico e Difesa del Suolo.

⁴ Magistrato alle Acque di Venezia - Consorzio Venezia Nuova - Servizio Informativo.

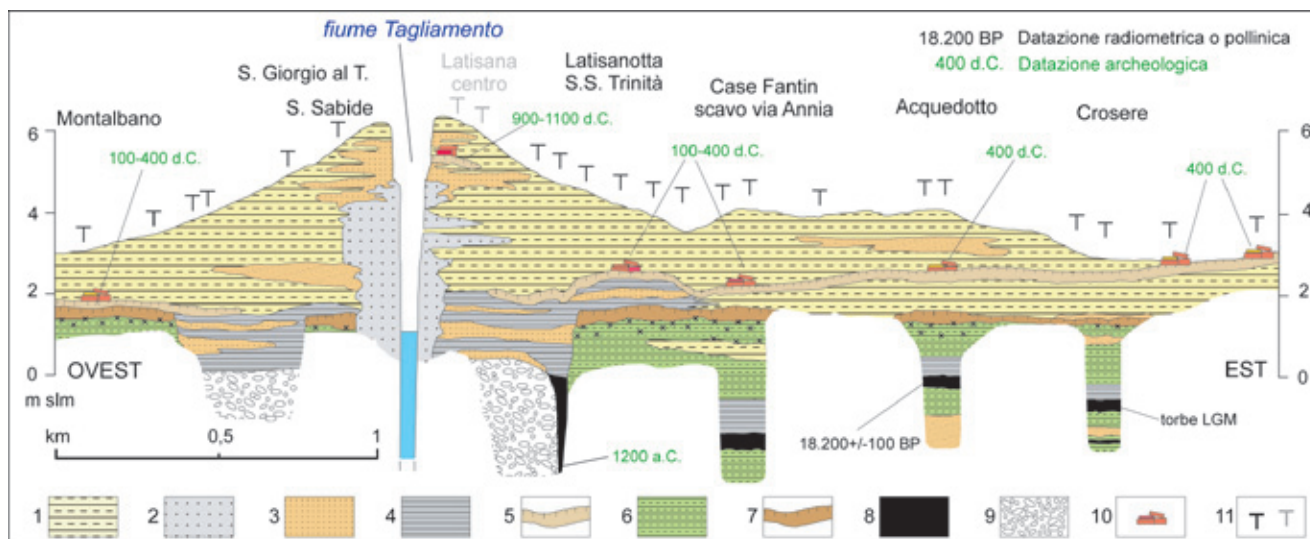


Fig. 7.2 - Sezione stratigrafica dell'attuale dosso del Tagliamento poco a monte di Latisana; per l'ubicazione si veda la Fig. 7.1.

Legenda: 1) depositi di dosso e piana prossimale (limi e limi sabbiosi); 2) depositi di canale (sabbie da fini a grossolane con stratificazione interna millimetrica e centimetrica parallela e incrociata); 3) depositi di argine naturale e di rotta (sabbie da fini a medie con stratificazione interna millimetrica o centimetrica parallela e incrociata); 4) depositi di piana distale o di depressione (limi argillosi e argille con laminazione parallela millimetrica, spesso con presenza di frammenti vegetali e di gasteropodi continentali); 5) suolo sepolto olocenico; 6) depositi di piana alluvionale (argille, argille limose e limi argillosi, con laminazione millimetrica parallela); 7) suolo presente al tetto della superficie tardo-pleistocenica, orizzonti superiori decarbonatati e accumulo di concrezioni carbonatiche in quelli inferiori; 8) depositi organici (torbe, argille e limi organici ricchi di frammenti vegetali talvolta poco decomposti e con presenza di frammenti di gasteropodi continentali); 9) depositi di canale (ghiaie da medie a fini e ghiaie con sabbie disposte in barre); 10) siti archeologici o presenza di rari frammenti di manufatti; 11) sondaggi, trincee o scavi; in grigio proiezione di sondaggi e scavi poco distanti dalla traccia della sezione (ad esempio lo scavo di Latisana centro).

monte la larghezza è anche maggiore, ma l'evidenza morfologica cala notevolmente ed è percepibile solo grazie al microrilievo.

Al margine nord-orientale della carta geomorfologica sono presenti le rogge Roiada e dei Molini; si tratta di corsi di risorgiva che hanno occupato le direzioni percorse dal Tagliamento tra il XV e il XVIII secolo, quando migrò verso est con una serie di avulsioni ben rappresentate nella cartografia storica e nei documenti archivistici (CASTELLARIN, 1990).

I paleoalvei presenti sul dosso e nella gola a monte di San Michele al Tagliamento sono facilmente riconoscibili come percorsi attivi nelle prime tavolette IGM del Regno d'Italia e nella Carta del Lombardo Veneto (MICELLI & VAIA, 1986)⁵. Se si considera il confine provinciale, tracciato lungo l'alveo nella prima metà del XIX secolo, si può notare come esso sia profondamente differente dall'attuale percorso del fiume, in parte anche per alcuni tagli artificiali (Fig. 7.1). Al contrario le tracce di meandri individuati a monte di San Michele al Tagliamento, pur appartenendo al sistema del Tagliamento attuale, si trovano all'esterno del dosso e hanno probabilmente età medievale.

Presso il centro di Latisana (UD), in prossimità del fiume, uno scavo di emergenza ha potuto documentare la presenza di un villaggio altomedievale databile tra IX e XIV secolo; i resti si trovano immediatamente sotto l'attuale superficie topografica, dimostrando la presenza del dosso fluviale morfologicamente simile all'attuale già in quell'epoca. Si può quindi ritenere che il dosso si sia formato tra il V e il IX secolo d.C.;

per quanto riguarda l'epoca precedente, invece, non è possibile confermare l'esistenza o meno di un corso d'acqua lungo il dosso attuale del Tagliamento, ma è verosimile ipotizzare, comunque, che si trattasse di un fiume con modesta portata d'acqua. Indagini stratigrafiche hanno invece evidenziato la presenza di ampi paleoalvei incisi nella piana pleistocenica, sepolti dal dosso dell'attuale corso e già disattivati nel XII secolo a.C. (FONTANA, 2002b).

Tra San Michele e Cesarolo sono presenti i sedimenti riferibili a due rotte fluviali dalla caratteristica forma a ventaglio; la più meridionale è particolarmente visibile nelle foto aeree per il tono chiaro dei depositi sabbiosi da cui è formata.

Il Tagliamento presso Cesarolo forma un'ansa molto sinuosa già documentata almeno dal XVI secolo. Nella parte esterna di tale meandro è presente un punto di avulsione più volte sfruttato dal fiume anche in epoca recente e da cui ha avuto origine un dosso sabbioso ben evidente. Tale direzione è stata seguita anche nell'escavo del canale Cavrato, scolmatore delle piene del Tagliamento e che è stato impostato secondo la direzione della rogga Lugugnana. Quest'ultima era un ramo del Tagliamento d'epoca romana e quindi il Cavrato si sovrappone a un canale di rotta naturale e a una traccia del Tagliamento precedente l'attivazione dell'attuale percorso (Fig. 7.1).

⁵ Vedi anche il capitolo 2 "Profilo storico" e le Tavv. 2-3.

A sud di Cesarolo si individuano altri segni di *crevasse splay* che si confondono con i depositi lagunari recentemente bonificati; poco più a valle il dosso attuale termina e oltre la Valle Grande si ha il delta del Tagliamento. Presso Bevazzana di Latisana (UD), sulla sponda orientale del fiume era presente la chiesa di Santa Maria, smontata e ricostruita nel 1965 nella pineta di Lignano (UD) per salvarla dall'erosione del fiume (ALTAN, 1990). Nel sito originario, oltre all'antico edificio religioso forse paleocristiano, sono stati trovati anche reperti romani che potrebbero dimostrare l'esistenza di un alveo coincidente con il tratto terminale di quello attuale già nei primi secoli d.C.

7.2.3. Il sistema deltizio del Tagliamento

L'apparato di foce del Tagliamento è un esempio di delta cuspidato bialare molto noto in letteratura (MARINELLI, 1922; CASTIGLIONI, 1986) di cui l'ala occidentale, relativamente più estesa, raggiunge i 9 km di lunghezza ed è formata da numerosi sistemi di cordoni dunali. Questi oggi sono stati in buona parte spianati o rimaneggiati a causa dello sviluppo urbanistico recente e rimangono conservate solo le dune dell'area del faro di Bibione e quelle della pineta nord-occidentale, fra cui si segnala la zona di Mottaron dei Frati.

Il meccanismo con cui si sono formati i rilievi eolici è testimoniato dalla Lama di Revellino, poco a est del centro urbano, dove una barra litoranea recente separa temporaneamente dal mare una zona umida a monte della quale si trovano le prime dune stabili.

Secondo gli studi stratigrafici l'odierno sistema deltizio è stato costruito negli ultimi 2000 anni e già circa 1400 anni fa aveva raggiunto una configurazione simile all'attuale (MAROCCO, 1989). Dall'analisi della cartografia storica si nota comunque che l'apparato deltizio ha avuto una importante fase costruttiva tra XVI e XVIII secolo, quando avanzò di oltre 500 m verso mare. Probabilmente però l'attuale apparato deltizio è progradato su di un sistema più antico di cui rimangono alcuni lembi relitti presso la località di Mottaron dei Frati. Infatti, in quest'area è stata individuata e scavata un'importante villa marittima romana, databile alla fine del I secolo a.C.-I secolo d.C. e alla fine del IV secolo d.C., edificata su un preesistente sistema di dune all'epoca probabilmente già disattivato (BATTISTON & GOBBO, 1992).

Nell'entroterra tra Bevazzana e Valle Grande si deve anche segnalare la presenza di probabili cordoni relitti spianati, testimoniati in superficie da sedimenti sabbiosi molto ricchi di conchiglie marine (PROVINCIA DI VENEZIA, 1983). Tuttavia nell'area vennero scavati i canali Cava Vecchia (1384) e Cava Nova (1676) che alterarono la situazione preesistente e non si può escludere che alcune delle tracce corrispondano ad antichi riporti artificiali dovuti allo scavo degli alvei.

Nel complesso l'attuale delta, pur essendosi formato soprattutto nel periodo post-romano per l'attivazione

dell'attuale percorso del Tagliamento, insiste su di un'area in cui esisteva un sistema litoraneo più antico. Quest'ultimo ha età pre-romana ed è forse da correlarsi all'attività del ramo del *Tiliaventum Maius* che sfruttò la direzione della roggia Lugugnana, oppure è attribuibile a un differente percorso successivamente eroso o sepolto dai depositi del Tagliamento attuale.

La Valle Grande e la Vallesina di Bibione erano in origine un'unica area palustre soggetta alle piene del Tagliamento e quindi caratterizzate da un ambiente continentale; con una serie di interventi umani, tra il 1689 e il 1694, l'area venne posta maggiormente in collegamento con le acque salmastre creando una valle da pesca, successivamente separata in due settori nel 1833 (CASTI MORESCHI, 1990).

7.2.4. I paleoalvei del Tagliamento tra il corso attuale e il Tiliaventum Maius

Nella carta geomorfologica si distingue chiaramente la fascia dei paleoalvei compresi tra San Giorgio al Tagliamento e Fossalta di Portogruaro; essa coincide con l'area in cui un tempo si trovava la palude di Alvisopoli, bonificata a partire dal XVIII secolo per volontà del doge Alvise Mocenigo con la creazione del canale Taglio Nuovo. L'area si caratterizza per la presenza della falda subaffiorante e di terreni argillosi spesso molto organici; fino agli inizi del XX secolo in molte zone abbondavano anche le torbe, successivamente cavate per ottenere combustibile o ossidatesi per effetto della bonifica (COMEL, 1950). Probabilmente in questa zona i terreni presentano caratteri idromorfi soprattutto perché, pur essendo i paleoalvei incisi rispetto alla pianura pleistocenica, il ristagno idrico è stato favorito dall'esistenza dei dossi rilevati del Tagliamento attuale e di quello d'epoca romana, che hanno confinato l'area di Alvisopoli in una posizione depressa (Fig. 7.1). Il limite della depressione occupata dai paleoalvei è evidenziato dal microrilievo⁶ con dislivelli di 1-3 m, soprattutto verso occidente; verso oriente il limite coincide grosso modo con il Fosso dei Terreni Alti.

La strada romana, evidenziata dalla fotointerpretazione e cartografata nella carta geomorfologica, che da Vado di Fossalta giungeva a Morsano al Tagliamento e poi proseguiva oltre il Tagliamento attuale verso il Norico (BUORA, 1988; GOBBO, 1997), costeggia il ciglio superiore della bassura fino a località I Pars di Teglio dove, subito a monte del confine provinciale, piega verso nord-est e oltrepassa alcuni dei paleoalvei citati, sopra fondazioni palificate (GOBBO, 1997). In gran parte di questa stessa area sono riconoscibili numerose tracce interpretate come strade e divisioni agrarie, che si originavano dalla strada con direzione perpendicolare ad essa (GOBBO, 1997) e che potrebbero indicare un'area centuriata, i cui *limites* appaiono diversamente orientati rispetto a quelli della centuriazione di Concordia e Aquileia.

⁶ Vedi anche il capitolo 1 "Microrilievo" e la Tav. 1.

La loro presenza permette di datare le tracce paleoidrografiche di Alvisopoli a un'epoca precedente quella romana; è probabile che i meandri si siano disattivati nel II millennio a.C., come sembra indicare una datazione effettuata sui depositi organici che riempiono uno dei canali residuali a 2,5 m di profondità, che ha fornito un'età di 2860 ± 70 a ^{14}C BP (Progetto CARG, Servizio Geologico d'Italia - Regione del Veneto, Foglio Geologico "Portogruaro", responsabili F. TOFFO-LETTO e, dal 2008, E. SCHIAVON, in stampa).

I depositi riferibili ai paleomeandri considerati si trovano solo nella bassura e sono costituiti da ghiaie subaffioranti fino all'altezza dell'Autostrada A4, dove raggiungono un diametro massimo di 5 cm; la presenza delle ghiaie è testimoniata da una cava sotto falda, ora disattivata. Più a valle invece gli alvei sono molto più fondi, ben canalizzati e il tetto delle ghiaie scende progressivamente da 4 a 12 m di profondità, coperto da depositi generalmente molto fini.

Verso sud, oltre la linea ferroviaria Venezia-Trieste, i paleoalvei sopradescritti non sono più visibili in quanto probabilmente sepolti dai depositi più recenti del Tagliamento attuale o da quelli del *Tiliaventum Maius* (Fig. 7.1). L'esistenza dell'area depressa occupata dai paleoalvei è comunque percepibile tra il canale Taglio Nuovo e la roggia Canalotto tramite l'analisi del microrilievo e per l'esistenza di depositi argillosi che hanno riempito l'incisione preesistente. Sotto questi sedimenti, nell'area della discarica per rifiuti solidi urbani di Centa-Taglio, a circa 12 m di profondità è presente il tetto delle ghiaie potenti 10 m e oltre.

Poco a sud-ovest delle tracce di Alvisopoli, lungo il canale Secondario Lugugnana, si nota la presenza di tracce d'idrografia dendriforme legate allo sviluppo di un drenaggio locale; tale *pattern* si è probabilmente sviluppato sulla pianura pleistocenica, qui situata a 1,5-3 m di profondità.

7.2.5. Il *Tiliaventum Maius* o Tagliamento d'epoca romana

Tra gli elementi geomorfologici più rilevanti ai fini della ricostruzione dell'evoluzione geologica e dell'influenza sul popolamento antico nell'area in esame, si deve ricordare l'insieme dei paleoalvei meandriformi che con continuità si individuano lungo il corso della roggia Lugugnana tra Teglio Veneto, Fossalta e Lugugnana, fin quasi alla costa attuale (Fig. 7.1). Le tracce corrispondono a un percorso che più a monte si può seguire già a partire da Valvasone e Gleris di San Vito al Tagliamento (PN) e sono state da tempo ricollegate al Tagliamento probabilmente attivo in epoca romana, definito dagli studiosi *Tiliaventum Maius* sulla base della citazione di PLINIO il Vecchio del I secolo d.C. (ROSADA, 1979; CROCE DA VILLA *et al.*, 1987; GOBBO, 1997).

Le tracce d'idrografia antica corrispondono a un alveo di tipo *braided* quasi fino a Cordovado (PN), che diviene chiaramente meandriforme a valle di Fratta di Fossalta, presentando una morfometria fluviale e depositi di

dosso sabbioso particolarmente confrontabili con quelli dell'attuale corso del Tagliamento.

La roggia Lugugnana è alimentata da risorgive e ha probabilmente occupato in maniera parassita l'ultimo alveo attivo del sistema del *Tiliaventum Maius*; infatti la roggia scorre al centro del dosso del Tagliamento attivo in epoca romana e, pur avendo una portata inferiore ai 10 m³/s, i suoi meandri hanno una morfometria identica a quella dei paleoalvei del grande fiume alpino. Probabilmente l'alveo del Tagliamento romano si disattivò per una avulsione verificatasi a monte di Cordovado che, avendo lasciato libero il canale residuale più a valle, consentì alle acque di risorgiva di sfruttarlo quasi istantaneamente come via preferenziale.

Dai sondaggi della banca dati provinciale⁷ si nota che lungo la fascia di paleoalvei presso Teglio Veneto le ghiaie sono ancora subaffioranti, mentre già a Fossalta di Portogruaro il loro tetto si approfondisce a 4-6 m e tra Vado e Giussago il tetto dei sedimenti grossolani si trova tra 10 e 21 m, dove non si può escludere che le ghiaie appartengano in parte a corsi sepolti più antichi.

A sud di Vado le tracce paleoidrografiche sono ricollegabili alla progressiva migrazione dei meandri: probabile indizio di una prolungata attività di questo percorso. È identificabile anche un'importante serie di rami avulsivi che si staccano dal dosso principale: il primo è ora percorso dal canale Viola e si dirige a sud-ovest fino a giungere in laguna di Caorle nella valle Zignago; un'altra diversione è quella ora percorsa dalla roggia Lugugnana, che dal paese omonimo prosegue verso sud-est ed è stata successivamente sepolta dal dosso del Tagliamento attuale presso Cesarolo. Il ramo più evidente del *Tiliaventum Maius* prosegue invece verso sud-ovest per Marina di Lugugnana e Castello di Brussa e, dopo la disattivazione, è stato utilizzato da un canale nominato in cartografia storica come Demortolo fino a giungere in località Villaviera; la diramazione prosegue poi lungo il canale Fossa Secca e continua nell'attuale canale degli Alberoni fino a Valle Vecchia, dove è stata documentata anche una banchina d'attracco romana (MAPPA ARCHEOLOGICA, 2002). L'attuale litorale di Valle Vecchia all'epoca doveva essere emerso e probabilmente con una conformazione simile a quella pre-bonifica, come testimoniano alcuni siti d'età romana posti a poca distanza dalla costa odierna (MAPPA ARCHEOLOGICA, 2002).

Attualmente nella zona si conservano alcuni cordoni dunali presso il settore occidentale mentre nella parte centrale è presente un solo sistema rilevato, parzialmente rimodellato dall'attività antropica. È probabile che la foce o una delle foci del *Tiliaventum Maius* si trovasse poco più a sud dell'odierna linea di costa e sia stata successivamente smantellata dall'erosione marina. Come descritto sopra è anche

⁷ Vedi anche il capitolo 5 "Banche dati".

possibile che le dune di Mottaron dei Frati e le tracce di cordoni litorali situate a ovest di Bevazzana siano riferibili alle prime fasi di attivazione preromana del ramo coincidente con l'attuale roggia Lugugnana o con direttrici ora sepolte. È stato anche ipotizzato che il *Tiliaventum Maius* avesse più rami deltizi in quanto a valle di Lugugnana i paleoalvei si trovavano già in ambiente lagunare e potevano quindi fungere da rami distributori. La progradazione del sistema fluviale è stata documentata presso località Marina di Lugugnana, dove i resti di una villa romana databile al I-prima metà II secolo d.C. affiorano sopra il dosso sabbioso che poggia a circa 3 m di profondità su sedimenti con facies lagunare (CROCE DA VILLA *et al.*, 1987).

La disattivazione del *Tiliaventum Maius* iniziò nel VI secolo d.C. e probabilmente non avvenne istantaneamente, ma è possibile che il fiume abbia mantenuto parzialmente attiva tale diramazione fino all'alto medioevo inoltrato. Questo sarebbe provato dal documento della *Donazione Sestense* del 762 d.C. con cui venivano concessi all'Abbazia di Sesto al Reghena (PN) i territori di Ramuscello, situati a ovest del Tagliamento attuale, specificando che all'epoca erano posti a oriente del fiume rispetto al complesso monastico «...*trans fluvio Tiliamento casa Ramoscello...*» (DESTEFANIS, 1999a). La direzione del Tagliamento romano è stata comunque sfruttata eccezionalmente anche nei secoli successivi dalle acque di piena del Tagliamento, come nel 1692 e nel 1851. Questi eventi hanno anche consentito una certa sedimentazione a ridosso dell'alveo della Lugugnana come evidenziato dalla cappella votiva di Santa Sabida presso Fossalta di Portogruaro, posta in sponda alla roggia e il cui pavimento è sepolto da oltre 1 m di alluvioni sabbiose.

Sulla base dei nuovi dati disponibili, l'interpretazione della citazione pliniana relativa al *Tiliaventum Maius* e *Minus* si arricchisce di nuove possibilità. Si conferma l'identificazione del *Tiliaventum Maius* con l'attuale direzione seguita dalla roggia Lugugnana fino a Lugugnana e poi con il ramo che traversa località Marina, Villaviera e giunge fino a Valle Vecchia (Fig. 7.1). Invece resta tuttora incerta la localizzazione del *Tiliaventum Minus* con due ipotesi possibili. La prima, quella condivisa da quasi tutti gli studiosi precedenti (ROSADA, 1979; CROCE DA VILLA *et al.*, 1987; GOBBO, 1997), confermerebbe la coincidenza dell'attuale direzione del Tagliamento con il ramo minore attivo in epoca romana; secondo le nuove informazioni stratigrafiche si tratterebbe però di un fiume non confrontabile con il ramo maggiore per portata e per carico sedimentario, ma impostato su di un preesistente percorso del Tagliamento e utilizzato dal fiume alpino durante le maggiori piene. In questo caso la separazione tra i due rami del Tagliamento sarebbe avvenuta poco a valle di Codroipo probabilmente in prossimità di Pieve di Rosa. Nella seconda ipotesi il Tagliamento avrebbe avuto un unico corso fino a

Lugugnana e si sarebbe poi separato in due rami: il *Maius* che giungeva fino a Valle Vecchia e il *Minus*, coincidente con l'attuale direzione della roggia Lugugnana, successivamente rielaborato o sepolto dal Tagliamento attuale che si sovrappone ad essa presso Cesarolo. Quest'ultima ipotesi sarebbe coerente con la formazione dei canali distributori tipica dei sistemi deltizi digitati e renderebbe plausibile una portata liquida e solida confrontabile tra gli eventuali due rami attivi, garantendo quindi la navigabilità di entrambi. Vi è poi una possibilità intermedia tra le due presentate in cui il ramo coincidente con il tratto terminale della roggia Lugugnana avrebbe ricevuto le acque del corso avente direzione del Tagliamento attuale presso Cesarolo. L'esistenza di un alveo di una certa importanza in coincidenza del tratto terminale del Tagliamento attuale sarebbe confermata dai reperti romani e paleocristiani ritrovati presso Bevazzana (UD), in corrispondenza dell'antica chiesa di Santa Maria (ALTAN, 1990).

7.2.6. La pianura pleistocenica tra *Tiliaventum Maius* e *Lemene*

Poche centinaia di metri a ovest del dosso del *Tiliaventum Maius* affiora la superficie tardo-pleistocenica, cui appartiene l'ampia traccia fluviale che da Stiago passa per Torresella e giunge al canale Cavanella Lunga. Il paleoalveo si caratterizza per la presenza di stretti argini naturali sabbiosi, oggi quasi totalmente spianati, caratterizzati da inceptisuoli relativamente evoluti con colori d'alterazione rossastri e con orizzonti petrocalcici molto potenti⁸. Gli argini naturali comprendono un canale sabbioso-ghiaioso con un'ampiezza di 150 m e una profondità di circa 4 m in cui, negli affioramenti, si riconoscono barre trasversali tipiche di un corso d'acqua con portate molto variabili e di tipo non propriamente meandriforme, ma con caratteri di tipo *wandering*. Questa tipologia fluviale caratterizza altri dossi pleistocenici del settore compreso tra Lemene e Livenza ed è confrontabile a quella già descritta nella bassa pianura friulana centrale che è stata collocata tra il Catagliale e le prime fasi del Tardigliale (FONTANA, 2000). Nell'area friulana lungo questo tipo di dossi sono stati anche documentati numerosi siti neolitici e mesolitici la presenza dei quali fa ritenere altamente probabile la possibilità di trovare testimonianze di frequentazioni preistoriche anche nel territorio qui considerato. Nella zona di Portogruaro-Cavanella l'età della pianura è confermata da due datazioni assolute effettuate su sedimenti posti alla profondità di 5,16 m presso località Palazzine di Portogruaro e di 9,64 m presso la tenuta Marzotto: hanno rispettivamente fornito un'età di 14.650 ± 143 a ^{14}C BP e 10.277 ± 910 a ^{14}C BP (LENARDON, MAROCCO & PUGLIESE, 2000).

⁸ Vedi anche il capitolo 6 "Suoli".

Il paleoalveo di Stiago-Torresella fa da limite alla laguna ed è stato probabilmente eroso dall'attività di quest'ultima nel suo tratto più meridionale. I depositi lagunari e quelli palustri perilagunari sono in genere molto argillosi, ma le bonifiche agrarie concluse nella seconda metà del XX secolo hanno apportato notevoli variazioni alla situazione preesistente; attualmente rimangono quasi solo le tracce degli antichi canali lagunari, particolarmente complesse soprattutto nella zona di Sindacale.

Nel settore più settentrionale, a sud-est di Portovecchio presso Nosedo, sulla pianura pleistocenica si individuano alcune tracce idrografiche probabilmente relative a un sistema di drenaggio locale.

7.2.7. I fiumi Lemene e Reghena e le valli sepolte di Concordia Sagittaria

Più a ovest la superficie pleistocenica è limitata dall'incisione del fiume Lemene e da depositi olocenici spesso sabbiosi che bordano il corso di risorgiva e che, a valle di Portovecchio, formano dei sottili dossi. Questi sedimenti sono identificabili con una direzione di avulsione riferibile al *Tiliaventum Maius* da cui si staccano alcuni paleoalvei presso Bagnara di Cordovado (PN) (Fig. 7.1).

A Concordia Sagittaria è stato riconosciuto un assetto insediativo già definibile come protourbano nel Bronzo finale (X secolo a.C.), anche se è nota una frequentazione dal Bronzo recente (1350-1000 a.C.) (BIANCHIN CITTON, 1996; DI FILIPPO BALESTRAZZI, 1996). Il villaggio protostorico insiste direttamente sulla superficie pleistocenica, come evidenziato dalla presenza di un cambisuolo calcico ben evoluto alla base delle sequenze archeologiche nella zona che va dal cimitero quasi fino alla piazza su cui si trova la cattedrale (FAVERO, 1991; DI FILIPPO BALESTRAZZI & GOBBATO, 1989); quest'area si trova al di sopra di un terrazzo fluviale isolato a est e a ovest da profonde e larghe incisioni che vennero verosimilmente scavate dal Tagliamento tra il Tardiglaciale e le prime fasi dell'Olocene. Si tratta di due ampie depressioni definibili come valli o bassure, scavate quando il livello marino non aveva ancora raggiunto una posizione confrontabile con l'attuale e il forte gradiente dei fiumi poteva favorire l'erosione della pianura pleistocenica (FAVERO, 1991a). A monte di Portogruaro queste morfologie incise sono ancora evidenti e sono ora percorse dai fiumi Lemene e Reghena. Soprattutto la seconda è molto evidente sia nelle immagini telerilevate sia nel microrilievo e raggiunge quasi 1,5 km di larghezza presso Cinto Caomaggiore (Fig. 7.3).

L'incisione è limitata da scarpate alte fino a 6 m, particolarmente evidenti all'altezza dell'Autostrada A4 sia sul lato orientale (località Malcantone) sia su quello occidentale, dove sorge l'abbazia di Summaga. Nell'incisione le ghiaie sono abbondanti nel tratto settentrionale dove sono state sfruttate dalle cave di Cinto Caomaggiore e rimangono subaffioranti fino a

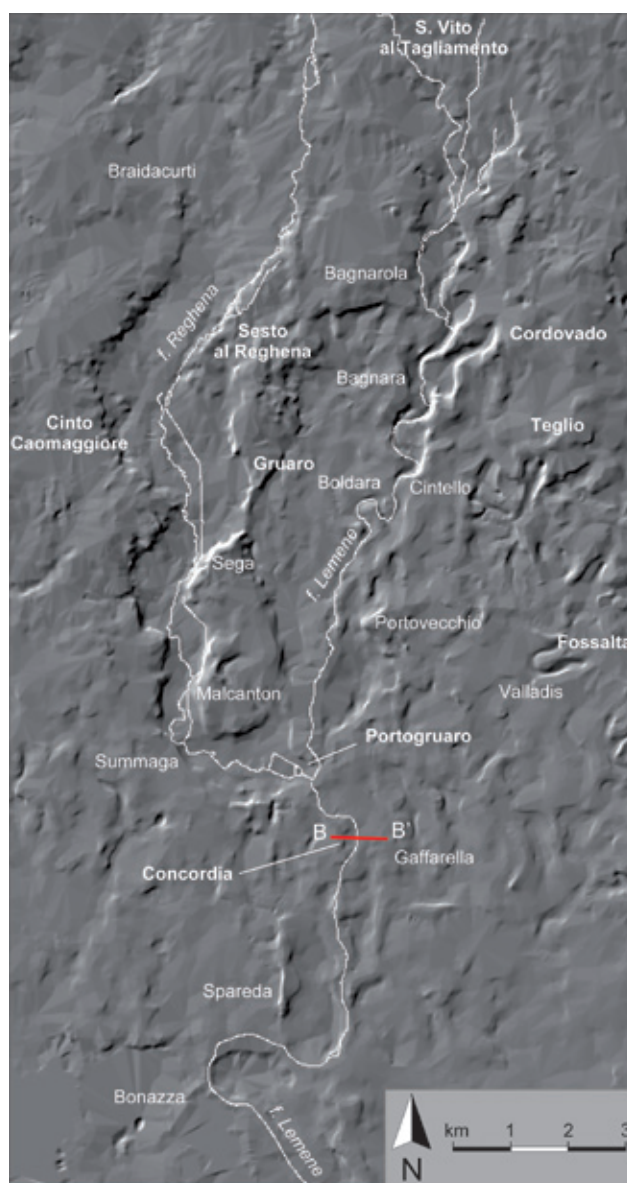


Fig. 7.3 - Modello digitale del terreno del bacino dei fiumi Lemene e Reghena. I corsi di risorgiva scorrono in due ampie incisioni formate dal Tagliamento e visibili fino a Portogruaro, a valle sono state colmate dalla sedimentazione olocenica. Con B-B' è indicata la sezione di Fig. 6.11.

Summaga; più a valle il loro tetto si approfondisce già a 4-6 m presso Portogruaro e giace a 10-11 m all'altezza di Concordia, dove le ghiaie sono potenti circa 10 m. L'incisione proseguiva verso sud passando a ovest di Concordia (FAVERO, 1991; VALLE & VERCESI, 1996), ma la depressione originaria è stata completamente colmata da sedimenti lagunari e poi nell'alto Medioevo dall'unità di Concordia. A quest'ultima appartiene anche il paleoalveo meandriforme visibile poco a occidente delle mura romane e che ha formato un dosso ben evidente tra le località Paludetto, Case dal Moro e Case Fossariol.

Anche lungo il corso del Lemene il microrilievo⁹ evidenzia l'esistenza di una larga bassura, addirittura

⁹ Vedi anche il capitolo 1 "Microrilievo" e la Tav. 1.

più ampia di quella del Reghena e che ha però subito un notevole colmamento per la deposizione dei sedimenti del Tagliamento attivo nell'alto medioevo che seppellirono anche Concordia (unità di Concordia) (Fig. 7.1). Il limite orientale dell'incisione è marcato da nette scarpate fino a Boldara di Gruaro (Fig. 7.3), mentre più a valle si riconoscono solo dislivelli alti al massimo 1,5 m, generalmente trasformati in lievi declivi dalle sistemazioni agrarie. Una certa evidenza è conservata presso Nosedo, poco a monte della ferrovia Venezia-Trieste, dove la superficie della bassura è posta a 1 m s.l.m., mentre la pianura pleistocenica adiacente ha quote di 3-4 m. Verso ovest la roggia Versiola segna il limite dell'incisione, coincidente con una scarpata alta ancora 2 m poco a monte di Portogruaro. Più a valle i sedimenti dell'unità di Concordia e lo sviluppo urbano hanno obliterato le testimonianze della bassura che marginava a est la città romana e proseguiva verso valle con andamento meridiano. Una importante testimonianza dell'esistenza dell'incisione è ancora visibile a sud di Concordia in località Casa Spareda, dove la pianura pleistocenica è limitata da una scarpata alta oltre 2 m alla base della quale si trovano i depositi lagunari bonificati nel XX secolo.

Nella bassura le ghiaie sono affioranti fino a Boldara, si trovano a circa 8 m di profondità presso Portogruaro e poi si mantengono sui 10-12 m a Concordia dove sono potenti circa 10 m. L'antica incisione proseguiva poi verso sud e, probabilmente, il suo tracciato è stato sfruttato dal canale Nicessolo.

Le ampie valli ora occupate nel tratto superiore da Lemene e Reghena dovevano proseguire, anche con il loro riempimento di ghiaie, ben oltre l'attuale limite lagunare e furono sfruttate dalla risalita marina olocenica (Figg. 8.11 e 7.4); quest'ultima, favorita dalla topografia preesistente, spinse le acque salmastre lungo le bassure precedentemente scavate dal Tagliamento. Si creò quindi una morfologia analoga a quella descritta nella letteratura internazionale come



Fig. 7.4 - Ricostruzione ipotetica del margine lagunare al momento della massima trasgressione marina, circa 7000 anni fa. Si nota il braccio di laguna che giungeva fino a Concordia. Con le lettere A, B, C, D sono indicati i sondaggi di GALASSI & MAROCCO, 1999.

costa a *liman* (CASTIGLIONI, 1986); attualmente il caso riconosciuto presso Concordia è l'unico ben dimostrato in tutta la costa adriatica settentrionale.

Probabilmente, quindi, già dal VI-IV millennio a.C. si formarono due bracci lagunari che penetrarono nella pianura fino a Portogruaro, come testimoniato dalla presenza nel sottosuolo di alcuni orizzonti torbosi intervallati con limi argillosi ricchi di molluschi lagunari proprio in corrispondenza delle bassure (Fig. 8.11). Le aree circostanti il basso corso del Lemene, da Cavanella al Loncon, a Ottava Presa presentano numerose ed evidenti tracce della passata presenza di ambienti lagunari. In particolare sono molti i segni dei canali lagunari: alcuni disattivatisi naturalmente durante l'evoluzione della laguna di Caorle, molti bonificati artificialmente tra XIX e XX secolo.

7.2.8. La pianura tra Reghena e Livenza

A occidente della roggia Versiola, come già individuato da A. COMEL (1950), a esclusione della bassura del Reghena, la superficie della pianura risale al Pleistocene finale (Fig. 7.1); solo a valle dell'isoipsa 0,5 m la zona in questione ha subito il rimodellamento e la sedimentazione collegata alla formazione e all'evoluzione della laguna.

Sull'area posta più a monte si è attuata unicamente l'azione dei corsi di risorgiva e del drenaggio locale che hanno creato incisioni piuttosto sottili e poco profonde, generalmente coincidenti con il loro alveo attuale. In vari casi le tracce individuate corrispondono a paleoalvei la cui disattivazione è riconducibile a sistemazioni agrarie, spesso moderne, talvolta forse anche d'epoca romana. Sulla superficie, già stabile da oltre 10.000 anni, ha potuto agire la pedogenesi che ha condotto alla formazione di calcisuoli molto omogenei in cui le differenze sono legate a variazioni tessiturali o topografiche¹⁰.

Nel complesso, il settore a monte della S.S. 54 presenta quindi una notevole omogeneità sia sedimentaria che geomorfologica e anche le tracce desunte attraverso il telerilevamento sono relativamente poche e spesso mal definite. Questa situazione, imputabile a più fattori, è stata probabilmente favorita soprattutto dall'assetto sedimentario originario, povero di direzioni ben definite, e dall'età antica della superficie. Infatti le tracce esistenti sono state obliterate oltre che dalla pedogenesi anche dalle pratiche agrarie: queste già dall'epoca romana hanno interessato la zona in modo consistente e continuativo. Si può così affermare che sulla piana pleistocenica l'uomo sia stato un fattore morfogenetico molto importante, avendo causato soprattutto erosioni e spianamenti. A monte dell'autostrada A4 è molto evidente la coincidenza di molte strade attuali con quelle che formavano il palinsesto della centuriazione di Concordia, probabilmente databile alla seconda metà del I secolo a.C. (BOSIO, 1965-66; BAGGIO & SIGALOTTI,

¹⁰ Vedi anche il capitolo 6 "Suoli".

1999). Particolarmente evidente è l'attuale S.S. 53 detta "Postumia", che ricalca quasi perfettamente il tracciato di un'importante strada romana che univa Oderzo a Concordia (Bosio, 1991).

A ovest del Reghena, fino al Livenza, non sono presenti morfologie di grande rilevanza e il microrilievo evidenzia soprattutto l'andamento della pendenza generale collegata alla formazione del megaconoide del Tagliamento. Sono noti comunque alcuni dossi di età verosimilmente tardiglaciale con canali sabbioso-ghiaiosi simili a quello di Stiago-Torresella sopra descritto (Figg. 7.1). Fra essi si ricorda il dosso di Levada di Concordia, quello di Pramaggiore e quello di Annone Veneto. Un altro è stato identificato presso l'uscita autostradale di Portogruaro, dove è eroso verso est dal tracciato della roggia Versiola. In questo punto è stato possibile documentare il riempimento dell'alveo, caratterizzato da ghiaie di 1-2 cm disposte in barre trasversali; in superficie il suolo ha potuto sviluppare colori di alterazione rossastri grazie alla posizione topograficamente rilevata e alla tessitura grossolana (Fontana, 2002b).

Una situazione analoga è presente immediatamente a ovest della stazione ferroviaria di Portogruaro, in prossimità della scarpata del Reghena. Alla stessa altezza anche sulla sponda opposta, in località Noiare di Concordia, si è potuto documentare un paleoalveo ghiaioso, aggradante sulla pianura preesistente, eroso in più punti dalla formazione della bassura e che prosegue verso valle dando origine al dosso di Levada; quest'ultimo originariamente si elevava sulla piana per circa 2 m.

Nella zona l'elemento di paleoidrografia più esteso è rappresentato dal dosso sabbioso ghiaioso che, quasi rettilineo, procede da Salvarolo per Annone Veneto e Spadacenta terminando presso il Rio Fosson. Si tratta della continuazione verso valle della fascia ghiaiosa che, più a monte, da Casarsa della Delizia (PN) prosegue per Bannia di Fiume Veneto (PN) con granulometria dei clasti che in territorio provinciale raggiungono al massimo 1-2 cm e mostrano un buon grado di alterazione. Il dosso è ben riconoscibile in campagna sulla base della tessitura grossolana, mentre non ha un notevole rilievo morfologico anche a causa della rielaborazione causata dal Fosso Fosson; in molti tratti esso scorre al centro del dosso pleistocenico e ha sfruttato la maggior erodibilità delle ghiaie dell'antico paleoalveo per impostare il suo corso. Un analogo comportamento è stato assunto dalla Fossa Cornia che da Borgo San Giovanni passa a est di Pramaggiore intercettando in vari punti una fascia di sabbie ghiaiose minute.

Al di sotto dei dossi sabbioso-ghiaiosi, in vari punti i sondaggi hanno documentato per vari metri la presenza di sedimenti limoso-argillosi, probabilmente d'età pleniglaciale, talvolta intercalati da alcuni orizzonti di torbe o limi organici di 5-10 cm.

A ovest del Reghena i maggiori corsi d'acqua sono il Lison, il Loncon, il fosso Melon, il Fosso Fosson e il

Fosso di Confine; quasi tutti si gettano nel Loncon che li intercetta prima che possano giungere al Livenza. Il Loncon, affluente del Lemene, sembrerebbe separare il bacino idrografico e anche sedimentario del Tagliamento da quello del Livenza. L'idronimo Loncon potrebbe derivare dal paleoslavo "*lonca*" o "*locca*" che significa palude (Bini, Castellarin & Marcato, 1994): termine che descrive molto bene la situazione ambientale in cui scorreva il fiume nel suo tratto medio-basso fino al secolo scorso (Fig. 7.1). Questa zona serviva anche da sfogo alle acque di piena del Meduna che, fino agli interventi della fine del XIX secolo, non venivano incanalate nel Livenza (Marson, 1997).

L'ambiente palustre è ben testimoniato sia nella cartografia storica, sia dalla natura dei sedimenti che dalle tracce di idrografia antica. Lungo il Loncon, i canali Melonetto e Malgher si individua un'area che si caratterizza per essere fortemente argillosa e spesso argilloso-organica, con alcuni paleoalvei torbosi molto ampi e di forma dendritica. Essi coincidono spesso con il tratto terminale dei corsi di risorgiva e del drenaggio locale che confluiscono nel Loncon. Quest'ultimo li separa dalle aree situate a sud e a sud-ovest di esso, poste sotto la quota del mare e occupate da evidenti tracce di morfologia lagunare.

Anche in base ad analoghe situazioni attuali della Turchia (Paludi di Kaunos, Anatolia in Artus-Bertrand, 2001) la situazione presentata potrebbe essere riferita a una palude d'acqua dolce originatasi sulla pianura pleistocenica per effetto dell'innalzamento del livello eustatico durante l'Olocene. In pratica i piccoli fiumi di risorgiva o del drenaggio locale, precedentemente incisi di alcuni metri nella pianura (3-5 m), sarebbero stati ostacolati nel loro fluire verso la laguna dal sollevamento di quest'ultima. Il ristagno idrico avrebbe dapprima causato il riempimento delle incisioni con sedimenti torbosi e, successivamente, avrebbe causato l'allagamento anche delle aree esterne ad esse favorendo la deposizione di sedimenti palustri. Tale dinamica sarebbe provata dal fatto che all'esterno delle incisioni, profonde 3-5 m, le larghe tracce di paleoidrografia in realtà ricoprono la piana pleistocenica con uno spessore in genere inferiore al metro e che in molti casi è già stato inglobato dallo strato arativo. La dipendenza della formazione della palude di Loncon dall'innalzamento eustatico relativo sarebbe anche provata dal fatto che l'area da essa occupata, corrispondente alla distribuzione delle argille, coincide con una limitata fascia compresa tra l'isoipsa -1 m e quella 0,5 m. Osservando la carta geomorfologica si può notare come questa fascia sia perpendicolare ai corsi d'acqua e con il suo andamento arcuato evidenzia l'unghia del megaconoide del Tagliamento.

La palude di Loncon si è formata probabilmente durante l'Olocene superiore, ma la sua presenza è testimoniata già in epoca romana dalle tracce della via Annia che, lungo l'attuale S.S. 14 poco a est

dell'Idrovora Lison, attraversa in maniera rettilinea i larghi alvei, all'epoca già quasi totalmente colmati dai sedimenti organici.

A ovest del fiume Loncon sono presenti in superficie i depositi del Livenza che, oltre al dosso coincidente col corso attuale, ha formato altri dossi minori che si separano da quest'ultimo giungendo fino al Loncon e al Lemene.

7.2.9. La pianura orientale del Livenza e i rapporti con la laguna di Caorle

Il fiume Livenza presenta un corso a meandri ben formati già dal suo tratto superiore e tale assetto è forse dato dalla sua buona portata media, dalla costanza di quest'ultima e dal limitato carico solido. Il Livenza riceve però le acque del Meduna che con i suoi sedimenti ha consentito al fiume di risorgiva di costruire una sua pianura sottile, allungata lungo il suo corso medio-finale (Fig. 7.1). Comunque fino agli interventi della fine del XIX secolo le acque di piena del Meduna non venivano incanalate nel Livenza e in genere si disperdevano tra Pasiano, Lorenzaga e San Stino; questo è testimoniato anche dal piccolo alveo che passava per il centro storico di Portobuffolè e Motta di Livenza (TV).

Il fiume possiede una scarsa pendenza longitudinale fino a Portobuffolè ed era facilmente navigabile fino a quel punto; l'influenza della marea è invece attualmente sentita fino all'altezza di Corbolone di San Stino, dove al fondo dell'alveo sono trasportate sabbie e talvolta anche rari ciottoli con diametro massimo di 2 cm.

La confluenza con il Meduna ha subito alcune variazioni anche importanti e spesso di natura artificiale (MARSON, 1997), tuttavia i cambiamenti hanno interessato soprattutto il tratto che separa la provincia di Treviso da quella di Pordenone. In questo tratto il Livenza scorre in una bassura piuttosto ampia che nel territorio di Venezia lascia il posto a un dosso poco rilevato che si interdigita più a valle con i sedimenti lagunari. Come per il Tagliamento, anche per il Livenza si può riconoscere una fase morfogenetica importante durante l'alto Medioevo, quando presumibilmente il suo dosso raggiunse la morfologia attuale. Ciò è provato dalla posizione del castello di San Stino, datato al X secolo d.C. e già situato sul colmo dei depositi fluviali. Comunque il corso del fiume nel tratto compreso tra Corbolone e Boccafossa non sembra aver subito grandi modificazioni dall'epoca romana. Infatti il ponte con cui la via Annia attraversava il corso d'acqua è stato individuato presso San Stino in quello che era il suo alveo naturale prima della creazione nel XX secolo del canale Malgher; il percorso di quest'ultimo infatti è stato tracciato sfruttando alcuni meandri del Livenza (MARSON, 1997).

Osservando la carta geomorfologica si notano numerose tracce di rami che si sono staccati dalla direzione attualmente seguita del fiume; varie di esse sono attribuibili anche a interventi antropici che dalla metà del

XVI secolo mirarono a regimentare l'assetto idraulico del fiume e delle aree lagunari.

L'intervento più importante fu la creazione dell'intestatura di San Giorgio che nel 1654 causò la disattivazione del principale ramo del fiume, rinominato quindi Livenza Morta, e l'attivazione dell'attuale percorso sfociante presso il porto di Santa Margherita.

A monte di San Giorgio sono riconoscibili altre importanti diversioni del Livenza verso il Loncon. Un intervento è stata la costruzione del canale Malgher che ha sfruttato presso Corbolone alcune anse che il Livenza percorreva fino agli inizi del secolo. In questo tratto il dosso del Livenza è piuttosto sottile e poggia sulla pianura pleistocenica, affiorante presso Corbolone di San Stino. A sud di Biverone, invece la copertura olocenica si fa più importante e la sua aggradazione è stata probabilmente favorita dal fatto che ci troviamo in territori posti alla quota del livello del medio mare o inferiori.

All'altezza di Torre di Mosto, verso oriente è riconoscibile una bella traccia fluviale che ha anche dato origine a un sottile dosso allungato. Questo paleoalveo coincide con il canale La Cava, indicato in cartografia storica e che procedeva fino al Loncon. Sul dosso sono stati trovati alcuni siti romani e uno tardoantico che potrebbero datare l'esistenza dell'alveo precedentemente alla loro presenza e suggeriscono un possibile riutilizzo più recente di tale elemento morfologico per la realizzazione del canale La Cava. Alla base del paleoalveo descritto, soprattutto verso sud, sono presenti notevoli tracce di canali lagunari; in molti punti i sedimenti, relativamente ricchi di sostanza organica, divengono addirittura torbosi.

Più a valle sono abbondanti anche le tracce di idrografia antica fluviale che presentano una notevole sinuosità e sono di difficile separazione da quelle lagunari; in particolare si segnala il paleoalveo che si stacca dal Livenza presso Sant'Alò e di cui forse rimane traccia nella carta del XVI secolo come Malmatelo.

7.3. TRA LIVENZA E PIAVE VECCHIA

7.3.1. Il Livenza e le sue diramazioni in destra idrografica

La pianura che si stende tra il Livenza e il Piave, con l'antico corso della Piave Vecchia lungo il margine settentrionale della laguna, è interamente compresa nell'ala sinistra del grande megaconoide di Nervesa. La sua genesi è intimamente connessa con le vicende del Piave e gli unici apporti sedimentari estranei alla dinamica plavense sono le diramazioni del Livenza che si distaccano dall'asta principale e formano blandi dossi fluviali sia in destra che in sinistra idrografica.

A ovest di San Stino di Livenza, località dalla quale il Livenza entra nel territorio provinciale, si osserva un dosso fluviale poco pronunciato, ampio fino a un chilometro, che si dirige verso Torre di Mosto, dove si fonde con il dosso del Livenza (Fig. 7.5).



Fig. 7.5 - Le principali direttrici di deflusso del Livenza e del Piave.

Legenda: 1) dossi del Piave (Olocene); 2) dossi del Livenza (Olocene); 3) dossi del Tagliamento (Pleistocene); antiche linee di riva del Piave: 4) medievali-moderne; 5) 3200-900 a.C.; 6) posteriori al 4500 a.C.; 7) antiche direttrici di deflusso; 8) confine provinciale; 9) Via Annia; 10) sezioni stratigrafiche: PV-Piave Vecchia; GR: paleoalveo di Grassano (Piveran); CPS: paleoalveo di Caposile; 11) datazione al ^{14}C : a) 430-650 d.C.; b) 5880-5640 a.C.; c) 2125 - 1735 a.C.; d) 530-680 d.C.; e) 1540-1390 a.C.

In questo tratto il dosso è ampio fino a due chilometri anche a causa della coalescenza con altre diramazioni in destra e in sinistra idrografica: è il tratto terminale del dosso del Piavon che si sviluppa in provincia di Treviso a partire da Oderzo. Il percorso è molto ben riconoscibile, sia per la forma rilevata, sia per la presenza di un evidente paleoalveo, tra il centro di Piavon e Ceggia, e segue con andamento meandriforme il corso dell'attuale Piavon. Il dosso è mediamente elevato 2-3 m sulla pianura e largo da 2 a 3 km. I collegamenti col Livenza sono in realtà due: una prima connessione si scorge in località Sant'Anastasio, lungo il confine provinciale, la seconda avviene nei pressi di Torre di Mosto.

Dal punto di confluenza, coincidente con il paese di Torre di Mosto, si dirama verso sud un dosso ampio

circa un chilometro, a larghi meandri, sul quale è ben riconoscibile il tracciato di un paleoalveo. È stato datato un tronco di farnia rinvenuto in posizione orizzontale a una profondità di circa 1,5 m (DINO GOBBATO, comunicazione personale), attualmente conservato presso il Museo della Civiltà Contadina di Boccafosca, ottenendo una data calibrata compresa nell'intervallo tra 430 e 650 anni d.C. Pur con le necessarie cautele legate all'alea dei resoconti medievali, questa datazione potrebbe essere compatibile con il grande dissesto idrogeologico che produsse il famoso *acquae diluvium* descritto da P. DIACONO (*Historia Longobardorum*, III, 23) che la tradizione storiografica colloca nel 589 d.C.

A valle di Torre di Mosto, lungo via Rotta, si sviluppa un piccolo dosso, orientato a sud, le cui sabbie che ne

definiscono la forma seguono in parte il percorso del Brian. Pur mancando evidenze di una sua ulteriore prosecuzione verso sud, il confronto con alcune carte storiche consente di stabilire il suo collegamento con la località Stretti, dove il Brian forma un gomito, e con l'omonimo canale Stretti ora scomparso. Di questo sistema di canali rimangono oggi tracce molto marcate solamente nei pressi di Eraclea e di Ponte Crepaldo dove si nota una diramazione molto ampia del dosso del Piave, con ramificazioni varie e paleoalvei molto evidenti.

All'incirca a metà percorso tra Torre di Mosto e la Salute di Livenza, dalla località Boccafossa si diparte uno dei più evidenti e meglio conservati elementi dell'antica idrografia: il dosso di Boccafossa. La sua presenza è enfatizzata dalla distribuzione delle sabbie, dalla presenza di tracce sinuose del paleoalveo, dall'attuale canale e dal suo rilievo sulle aree depresse circostanti. Tra Boccafossa e la Salute di Livenza vi sono tracce evidenti di antichi percorsi fluviali che si sviluppavano perpendicolarmente all'asta del Livenza, paralleli alle altre diramazioni. Possiedono oggi un limitato risalto morfologico, mentre le sabbie affiorano in maniera discontinua e seguono con meno regolarità l'antico percorso. Questi indizi fanno propendere per una funzione maggiormente collegata agli ambienti palustri piuttosto che alla dinamica fluviale liventina.

Tra la Salute di Livenza e Ottava Presa l'assetto altimetrico è fortemente complicato dalle deviazioni artificiali operate dalla Serenissima nel XVIII secolo. In particolare l'intervento maggiore fu il Taglio di San Giorgio che determinò l'abbandono della Livenza Morta e del corrispondente Porto di Livenza. Attualmente la Livenza Morta mantiene un deflusso attivo, ma è separata dal corso del Livenza, costituendo un prolungamento del canale Brian. Nell'omonima frazione di Brian si collega con i canali Commessera, Revedoli e Termine, costituendo uno dei principali collettori della bonifica del Basso Piave. Nel tratto più prossimo al Livenza scorre al culmine di un dosso stretto e allungato, mentre una larga fascia sabbiosa giunge fin quasi a Brian. Come si evince dalla cartografia storica seicentesca, la Livenza Morta proseguiva fino al porto di Livenza, ora obliterato, a est di Eraclea mare, bordando a est l'antico delta del Piave di Torre di Fine.

7.3.2. Il Piave e le sue diramazioni nel Basso Piave

Il più ampio dosso fluviale presente in provincia di Venezia è dato dal Piave. Il corso d'acqua entra nel territorio provinciale con un andamento meandriforme, attraversa Noventa di Piave e, raggiunto il centro di San Donà di Piave, si divide in due tracciati distinti. Il minore, la Piave Vecchia-Sile, si dirige verso la laguna nord con andamento sinuoso, mentre il principale, il Piave propriamente detto si dirige rettilineo verso Eraclea e quindi alla foce. Se l'idrografia attuale pre-

vede due rami distinti del fiume, la geomorfologia indica la presenza di quattro dossi fluviali che si diramano in direzioni diverse dal centro di San Donà (Fig. 7.5); sono i dossi della Piave Vecchia, del Taglio da Re, del Piave di Cortellazzo e del Piveran-Cittanova.

Il più occidentale corrisponde al dosso della Piave Vecchia, che borda il margine lagunare e nel quale confluiscono dal 1684 le acque del Sile, in seguito allo scavo del Taglio eseguito dalla Serenissima. Il dosso, poco pronunciato, si stacca da San Donà di Piave e arrivato a Caposile compie un angolo retto e scende verso Jesolo, esaurendosi prima della confluenza con il canale Caligo. La direttrice fluviale è comunque evidenziata dalla presenza di sabbie che seguono il tracciato fluviale odierno fino a Jesolo. Qui il fiume cambia di nuovo bruscamente direzione per dirigersi a sud-ovest verso la foce, nei pressi di Cavallino. Il dosso è ulteriormente enfatizzato dalla presenza delle aree depresse che si allargano nei tratti interdossivi e della laguna di Venezia in destra idrografica. Un dato geocronologico di estremo interesse proviene dalla torba datata alla base del corpo sabbioso in prossimità di Caposile (Fig. 7.5) che consente di stabilire che questo ramo del Piave si attivò solo successivamente al 530-680 d.C. (1440 ± 60 a ^{14}C BP).

A partire da Caposile si allontana parallelamente al Taglio del Sile un paleoalveo molto ben definito i cui sedimenti sono stati datati al 1390–1540 a.C. (3200 ± 50 a ^{14}C BP). Questo paleoalveo sembra in stretta connessione con il percorso del Piave, pur non possedendo alcun rilievo morfologico. Un'ipotesi è che si tratti di un suo antico percorso, attivatosi nel secondo millennio a.C., che per qualche tempo ha portato le acque a confluire nel Cenesa, come sembrerebbero indicare anche le tracce del paleo-Piave rilevate da E. Canal in laguna e cartografate nella carta geomorfologica (Tav. 4).

Più a est, il dosso del Taglio da Re raggiunge il canale Cavetta, alle spalle di Jesolo, e corrisponde al tracciato del diversivo realizzato nel 1534. Il dosso è oggi sormontato da una modesta via di drenaggio per la bonifica. Arrivato all'altezza di Eraclea il dosso si appiattisce mentre prosegue la fascia sabbiosa che individua l'antica via di deflusso. Pur essendo un elemento artificiale, nel primo tratto del suo percorso più prossimo a San Donà di Piave conserva un andamento planimetrico sinuoso, indice della genesi naturale dell'alveo utilizzato dai veneziani per la realizzazione del canale. In destra idrografica si riconoscono due tracce sabbiose, elevate sulla pianura, che sembrerebbero indicare la presenza di antichi deflussi diretti a occidente; nel caso di Jesolo si tratta dell'antico canal d'Arco, del quale si ha notizia a partire dal 1430.

L'alveo attuale del Piave (Piave di Cortellazzo), terminato di scavare nel 1664, scorre pressoché rettilineo fino a Eraclea, dove il tracciato riprende con alcuni stretti meandri fino alla foce. Segue la culminazione del dosso, ampio fino a 2-3 km e alto

circa 3 m sulle campagne circostanti. Il dosso è ben rilevato fino a Eraclea, poi decresce progressivamente fino al mare. Mostra ramificazioni e tracce di antichi canali ben documentati nella cartografia storica e moderna. Alcuni canali riconosciuti in carte storiche che vanno dal XV al XVII secolo possiedono un andamento trasversale al tracciato del Piave e occupano la pianura oggi sormontata dal dosso del Piave di Cortellazzo. Questo fatto starebbe a indicare un'origine del tutto artificiale del tracciato.

Il dosso del Piovan (o Piveran) si dirama a est di San Donà. È un dosso ampio circa due chilometri, poco rilevato, sul quale si riconosce una traccia di paleoalveo molto evidente, che coincide oggi con un fossato di modeste dimensioni. Tale elemento confluisce presso Calvecchia nel Grassaga, che prima della confluenza è un canale artificiale rettilineo proveniente da nord-ovest. È significativo come la via Annia si adatti all'andamento del dosso e cambi direzione presso il ponte romano che attraversa il Grassaga. Il dosso continua in un paleoalveo parallelo al più recente canale Ramo.

Una serie di sondaggi a carotaggio continuo ha permesso di delineare un quadro paleogeografico della zona: zona invasa da acquitrini nel periodo Atlantico, ambiente lagunare alla fine dell'età del Bronzo, a cui succede nell'età del Ferro, la formazione del dosso sabbioso, e, a partire dal II secolo a.C., una intensa frequentazione di tipo agricolo sugli spalti del dosso, circondato da ambienti umidi e paludosi e terre emerse e abitabili. In età medievale, ma probabilmente già in epoca romana, l'innalzamento del mare determina una progressiva sommersione delle aree emerse e si riafferma nuovamente la presenza di ambienti lagunari.

Sono stati datati sedimenti torbosi alla base delle sabbie che costituiscono il dosso del Piovan, alla profondità di 3,7 m, fornendo la data *ante quem* da 3330 a 3160 a.C. (4370 ± 70 a ^{14}C BP).

Il dosso ricopre la superficie pleistocenica e olocenica antica. A monte, un tronco ritrovato all'interno di una vasta torbiera in occasione degli scavi condotti per l'ampliamento della discarica di Noventa di Piave ha fornito una data di 6870 ± 70 a ^{14}C BP; più a sud, dove ai processi sedimentari fluviali si sono aggiunti quelli legati all'ingressione delle lagune, l'età delle superfici è più recente. Torbe prelevate a 1,1 m di profondità hanno stabilito un'età di 3570 ± 70 a ^{14}C BP.

7.3.3. L'idrografia minore

Vi sono molti elementi legati a tracciati fluviali minori, più spesso palustri o endolagunari, dei quali è rimasta traccia nelle aree comprese tra i principali corsi fluviali. Attualmente tutta l'idrografia fa capo alla fitta rete della bonifica (FASSETTA, 1978) che in parte ricalca i più antichi percorsi. La fitta trama dei canali lagunari e palustri oggi estinti è meglio identificata nei settori più prossimi alla linea di riva (Fig. 7.5). Si tratta di aree bonificate soprattutto durante la prima metà del secolo

scorso, anche se le ultime bonifiche si sono concluse negli anni '60 (ZUNICA, 1971b); questi interventi hanno obliterato le tracce più antiche preservando invece i percorsi più recenti. Tra i tracciati più importanti si possono ricordare i percorsi endolitoranei che facevano capo alla Cava Zuccherina, al canal d'Arco e al Revedoli. Si tratta di canali che hanno avuto tutti un'origine naturale e che sono stati poi rettificati e sistemati per le necessità della navigazione e degli scambi idraulici.

Il paleoalveo della Cava Zuccherina è ben riconoscibile per il percorso sinuoso che da Jesolo prosegue verso Cortellazzo incrociando più volte l'attuale Cavetta. Del canal d'Arco, posto più a settentrione, rimane solo un modesto relitto nell'idrografia attuale, anche se la fascia sabbiosa che si allontana da Jesolo in direzione nord-est potrebbe essere legata a questo ramo. Il Revedoli, oggi ampiamente rettificato, univa nel passato la zona di foce del Piave a Porto Santa Margherita attraverso un percorso a meandri ancora ben riconoscibile che passava alle spalle del paleodelta di Torre di Fine. Oltre a questi percorsi, forse i più noti, altri sono riconoscibili, specialmente nel settore tra il Piave di Cortellazzo e il Livenza. Molti di questi sono stati identificati dalla cartografia storica dal Cinquecento al Settecento e per alcuni è stato riportato l'antico idronimo: Fossa Vecchia, canal Cornio, canale Stretti, canale dei Largoni, canal di San Martin ecc. L'esame delle carte storiche, congiunto all'interpretazione dei dati geomorfologici, ha consentito anche di stabilire alcuni collegamenti idrografici dei secoli passati. Tra questi, si può menzionare il caso del canale degli Stretti che, congiunto al canale dei Largoni, consentiva la comunicazione interna tra Torre di Mosto ed Eraclea. Il lago della Piave, che per vent'anni ha contribuito alla deposizione di sedimenti a est del Livenza, ha probabilmente cancellato le precedenti evidenze di antichi percorsi e forse anche tracce insediative antiche, se consideriamo la quasi totale assenza di testimonianze archeologiche nell'area.

7.3.4. Le antiche linee di riva del Piave

Nell'intero tratto di pianura costiera compresa tra gli attuali porto di Piave Vecchia e porto di Santa Margherita sono state cartografate numerosissime tracce di antichi cordoni litoranei, che occupano una fascia di litorale larga fino a 3 km (Fig. 7.6).

Tre sono i sistemi principali: il paleodelta fluviale di Torre di Fine, affiorante alle spalle di Eraclea Mare, le antiche linee di riva tra Jesolo e Cortellazzo e l'apparato di foce della Piave Vecchia. Le linee di riva sono costituite da cordoni litoranei emersi e sormontati da dune, oggi spianate in seguito alle bonifiche idrauliche e alle migliorie fondiari portate a termine nel XX secolo.

Attualmente esistono apparati di dune rilevate immediatamente a ridosso dell'attuale linea di riva. Si tratta degli ultimi residui conservatisi in seguito ai fenomeni di erosione costiera e all'impatto generato



Fig. 7.6 - Antiche linee di riva lungo il margine costiero del Basso Piave (da BONDESAN *et al.*, 2003, modificato).

dalla massiccia urbanizzazione che ha interessato il litorale a partire dalla seconda metà del secolo scorso.

Le linee di riva del Basso Piave sono state studiate e rilevate da CASTIGLIONI & FAVERO (1987) e successivamente sono state oggetto di una tesi di dottorato (RIZZETTO, 2000) e di ulteriori studi (RIZZETTO & BONDESAN, 1999; BONDESAN, CALDERONI & RIZZETTO, 2003).

7.3.4.1. Il paleodelta di Torre di Fine

Nel tratto compreso tra Torre di Fine, Eraclea Mare e Duna Verde si manifesta con evidenza la presenza di un antico delta fluviale. Esso assume in pianta una forma alquanto regolare a delta cuspidato bialare. È largo circa 5 km e ampio uno e mezzo. Tracce di allineamenti di dune si trovano anche a ovest di Torre di Fine. I lembi più distanti potrebbero non essere connessi al paleodelta, ma essere invece collegati alle linee di riva più antiche e più arretrate che proseguono nel tratto in destra idrografica del Piave. Il delta è isolato dall'attuale linea di riva, anche se le tracce che si osservano alle spalle di Eraclea Mare potrebbero riferirsi a stadi di avanzamento del paleodelta. Il delta è tagliato dall'antico dorso del canale Revedoli, oggi del tutto rettificato, mentre negli spazi interdunali sono presenti le tracce dei percorsi lagunari più recenti che hanno occupato le posizioni più depresse tra una duna e l'altra.

Manca l'evidenza a monte di un paleoalveo che possa aver costruito il sistema deltizio. Le numerose e fitte tracce che si osservano sono tutte legate alle vicende recenti della pianura, occupata per secoli da paludi e lagune salmastre che con i loro sedimenti fini hanno obliterato ogni traccia precedente. Analisi mineralogiche condotte sulle sabbie hanno permesso di stabilire comunque un'origine plavense del paleodelta (RIZZETTO, 2000).

Un campione di terreno prelevato alla profondità di circa 1,9 m dal piano campagna, in corrispondenza della porzione più settentrionale del paleodelta ubicato in sinistra Piave, ha fornito un'età pari a 4447-4054 a.C. (5460±60 anni a ¹⁴C BP; BONDESAN, CALDERONI & RIZZETTO, 2003).

7.3.4.2. I cordoni di Jesolo-Cortellazzo

In destra Piave si sviluppa una fitta serie di cordoni disposti in sistemi isorientati distribuiti tra l'asta principale del fiume e la Piave Vecchia. La complessiva disposizione degli allineamenti permette di individuare almeno quattro zone, in ognuna delle quali viene mantenuto un allineamento analogo.

L'allineamento più interno, e quindi più antico, è costituito da una duplice fila di sottili cordoni, discontinui, che si dispongono lungo la direttrice Jesolo-Torre di Fine. Tali cordoni potrebbero coincidere con la posizione della linea di costa al momento della formazione del paleodelta di Torre di Fine, che si sarebbe quindi proteso da questa posizione verso il mare aperto.

BLAKE *et al.*, 1988, ipotizzano una connessione a ovest con i depositi litoranei di Lio Maggiore e Lio Piccolo fatti risalire a circa 6500 anni BP.

Nel cuneo compreso tra i cordoni sopra descritti e l'attuale canale Cavetta si osserva una serie di lineazioni ad andamento arcuato, orientate dapprima in senso ONO-ESE e verso oriente in senso est-ovest.

Oltrepassato il canale Cavetta, verso sud, i cordoni si estendono con continuità in tutto il territorio compreso tra il Piave e la Piave Vecchia. Su uno spazio esteso fino a circa un paio di chilometri a sud dell'abitato di Jesolo essi conservano un andamento approssimativamente est-ovest, per poi cambiare direzione e assumere un orientamento ONO-ESE, formando, con i precedenti, angoli di circa 15°-18°. Questo sciame di cordoni viene poi troncato dall'attuale linea di costa secondo angoli mediamente compresi tra 20° e 35° (BONDESAN, CALDERONI & RIZZETTO, 2003). Anche questi campioni sono stati datati attraverso la radiodatazione di sedimenti organici. In particolare, il campione raccolto in destra Piave prossimo al canale Cavetta ha fornito un'età pari a 3327-2883 a.C. (4380±60 anni a ¹⁴C BP, profondità 40-78 cm dal piano campagna) mentre un secondo campione prelevato dai depositi interdunali prossimi alla linea di riva (profondità 60-75 cm dal piano campagna) ha fornito un'età pari a 1366-900 a.C. (2900±70 anni a ¹⁴C BP).

Il settore litoraneo è completamente urbanizzato lungo una fascia di circa mezzo chilometro, risultandone pertanto profondamente alterato e rimaneggiato. Esisteva in antichità un triplice allineamento di dune, parallele alla linea di riva attuale, alte fino a 8 m, delle quali oggi rimangono pochi lembi residuali, spesso ricostituiti artificialmente. Esso era legato ai processi eolici attuali ed è quindi presumibile che le dune attuali e sub-attuali sormontassero quelle più antiche.

La geometria delle tracce consente di ipotizzare l'esistenza di un delta a cuspidi, forse asimmetrico, ben sviluppato nell'area attualmente occupata dall'apparato di foce del Piave, ma assai più proteso verso mare. Successivamente esso deve essere stato sottoposto a un evento erosivo tanto intenso da conservare solo brevi tracce degli allineamenti sabbiosi che costituivano l'ala destra e da cancellare completamente, o quasi, l'ala sinistra, forse meno sviluppata. Poiché lungo questo tratto di costa il trasporto litoraneo si verifica da est a ovest, è possibile che il trasferimento della foce verso ovest abbia provocato una drastica riduzione del trasporto solido, con conseguente erosione del settore posto sopraflutto, distruzione di parte dell'apparato deltizio e rettificazione della linea di riva.

7.3.4.3. La foce della Piave Vecchia

Il fiume Sile porta le sue acque nel mare Adriatico attraverso il porto di Piave Vecchia, sul litorale del Cavallino. Il fiume, dopo aver marginato la laguna settentrionale, arrivato a Jesolo, cambia bruscamente

direzione da ONO-ESE a SSO-NNE. Esso dà luogo a molti cordoni litoranei, di ampia forma arcuata, più numerosi in sinistra idrografica. Tali apparati ruotano progressivamente fino ad arrivare a disporsi paralleli alla linea di riva, mantenendo all'incirca un angolo retto con il fiume. Manca una datazione diretta, ma l'attribuzione della Piave Vecchia al Medioevo costituisce una data *post-quem* che ci permette di dire che si tratta delle linee di riva più recenti descritte nel Basso Piave. A favore di questa interpretazione si osservi come siano del tutto assenti i siti archeologici, in tutta l'area, in destra e sinistra idrografica; anche se il dato in sé non costituisce una prova assoluta, sembrerebbe compatibile con l'ipotesi che la linea di costa in laguna in epoca romana fosse più arretrata rispetto all'attuale, posta a sud di Lio Maggiore e Lio Piccolo e proseguisse verso Jesolo, dove invece si protendeva oltre la linea di costa attuale.

7.4. TRA PIAVE E SILE

7.4.1. Gli elementi paleoidrografici tra Piave e Sile

Il tratto di pianura compreso tra il Sile e il Piave è interessato dai depositi pertinenti l'ala destra del megaconoide di Nervesa ed è particolarmente ricco di elementi paleoidrografici che testimoniano le lunghe e complesse trasformazioni che il territorio ha subito nel corso degli ultimi ventimila anni.

L'età della pianura è relativamente antica con terreni appartenenti al Pleistocene superiore ai quali sono sovrapposti lembi ristretti di coperture più recenti deposte dal Piave e dai fiumi di risorgiva, in particolare Musestre, Vallio e Meolo. La morfogenesi è stata controllata dalle oscillazioni relative del livello marino che hanno comportato avanzamenti e arretramenti del margine interno delle lagune e dalle fasi di incisione o deposizione fluviale, legate sia alle variazioni del livello di base che alla dinamica sedimentaria del bacino. Dal punto di vista morfologico si possono distinguere due piane interfluviali collocate tra i dossi del Sile e del Piave, separate centralmente dal dosso di Meolo, e interessate da processi che si sono svolti in tempi e con modalità differenti; a sud le tracce interessano maggiormente l'antico ambiente lagunare, facilmente leggibile nel reticolo dei paleoalvei, che convergono verso l'attuale Cenesa in laguna (Fig. 7.7).

Al margine orientale dell'area descritta domina la presenza del grande dosso del Piave attuale. A Fossalza di Piave un ventaglio di rotta si apre verso sud-ovest prolungandosi in un blando dosso che continua nella Fossetta. Non vi è traccia di collegamenti con altri elementi paleoidrografici e l'origine è probabilmente connessa con una rotta sulla sponda di bóttia del meandro. Ai piedi del dosso del Piave, in destra idrografica, non si osservano tracce fluviali o lagunari particolarmente rilevanti.

Più a ovest, il dosso di Meolo costituisce l'elemento maggiormente rilevato sulla pianura. Si tratta di una

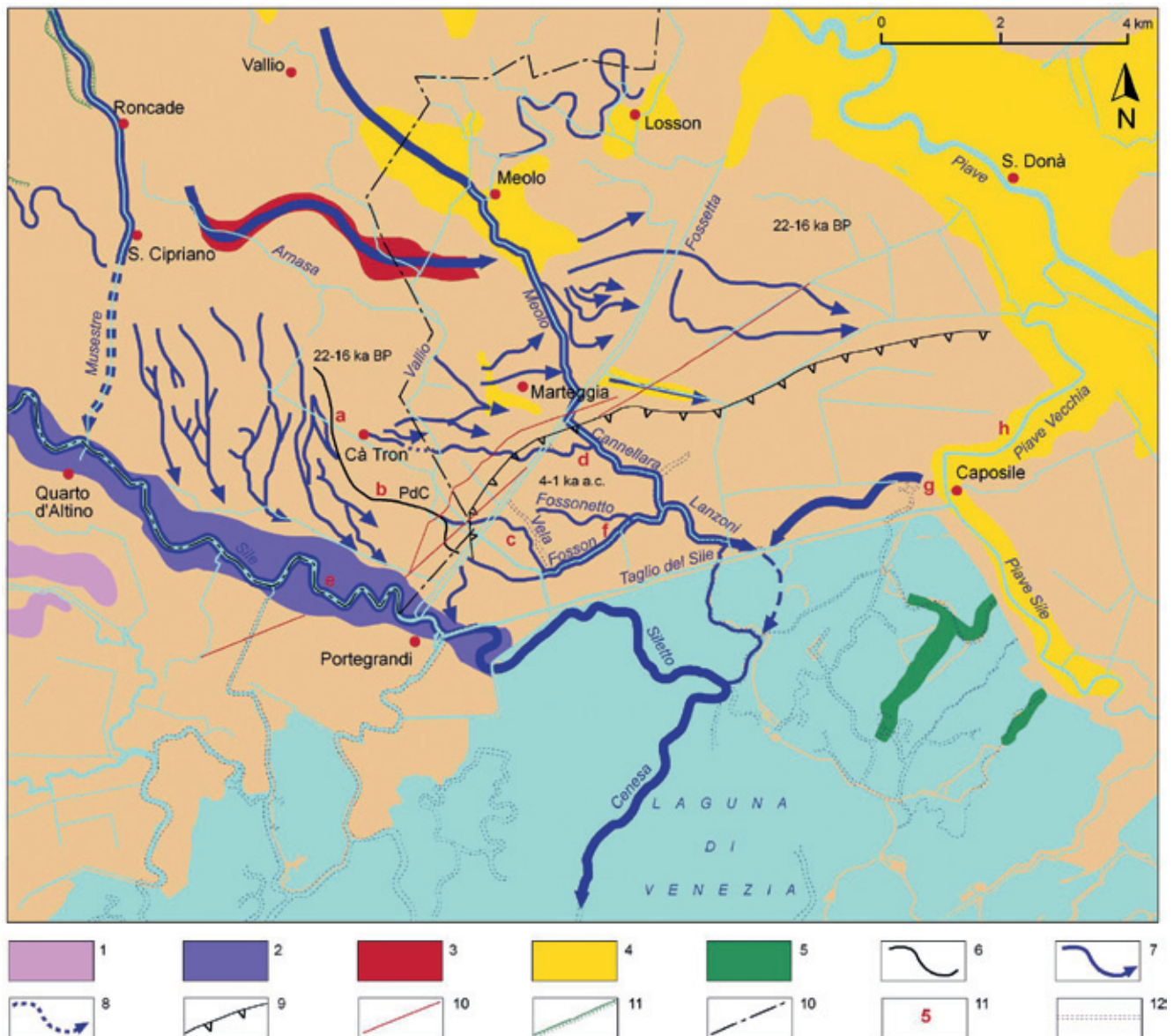


Fig. 7.7 - Le principali direttrici di deflusso tra Sile e Piave.

Legenda: 1) dossi del Brenta (Pleistocene); 2) dosso del Sile (Olocene); 3) importante paleoalveo pleistocenico; 4) dossi del Piave (Olocene); 5) dossi del Piave in laguna; 6) paleoalveo della Canna (PdC); antiche direttrici di deflusso: 7) certe, 8) incerte; 9) limite della massima ingressione lagunare; 10) limite provinciale; 11) datazione al ¹⁴C: a) 27-237 d.C.; b) 795-390 a.C.; c) 440-720 d.C.; d) 1040-1290 d.C.; e) 2140-1910 a.C.; f) 440-720 d.C.; g) 1540-1390 a.C.; h) 530-680 d.C.; 12) canali lagunari attuali.

culminazione poco pronunciata, orientata in senso NO-SE, isolata, che manifesta una prosecuzione da monte attraverso l'affioramento di sabbie, mentre si apre a valle in un ventaglio generato probabilmente dagli spostamenti laterali di antichi corsi fluviali. Alcune tracce allungate e ben definite proseguono verso est, oltre La Fossetta, e potrebbero essere collegate agli antichi percorsi del Meolo. Il dosso, segnalato a est de La Fossetta, è stato in tempi recenti spianato in seguito a opere di miglioria fondiaria e ha quindi perso la sua elevazione, ma è descritto in letteratura nelle sue condizioni originarie (FAVERO, 1992). L'origine del dosso di Meolo è collegata a una importante diramazione di un Piave pleistocenico o olocenico antico che già si era disattivato almeno 8000 anni fa; CASTIGLIONI & FAVERO (1987) lo collegano alle tracce

di Rovarè e Monastier. Indagini archeologiche di superficie (BROGLIO, FAVERO & MARSALE, 1987) hanno individuato siti mesolitici presenti sulla superficie del dosso, fatto che consente di stabilire una data *ante-quem* di disattivazione del dosso.

Tra Meolo e Losson della Battaglia spicca con evidenza il paleoalveo del Fosso di Losson, conosciuto anche come Meolo Vecchio, attivo in età moderna essendo il corso d'acqua ben rappresentato nella cartografia storica. Il paleoalveo è inciso sulla pianura pleistocenica e non ha dato luogo alla formazione di un dosso, essendo la sua origine legata probabilmente a una fase di incisione fluviale; esso forma dei meandri molto sinuosi con caratteristiche morfometriche analoghe a quelle del Piave attuale. CROCE DA VILLA P. (a cura di), 1990, ritiene che il Fosso di Losson e la

vicina Fossetta di Fossalta appartengano a una rete di drenaggio relativamente antica, considerato che le tracce tendono a scomparire al di sotto del dosso del Piave odierno. La doppia traccia usata in carta per rappresentare il paleoalveo, oggi percorso in parte dallo scolo Correggio e dal Colatore Meoletto, è stata adottata per rappresentare la traccia scura corrispondente ai sedimenti fini che hanno occluso l'alveo durante la fase di estinzione del corso d'acqua, mentre la traccia più chiara presente su entrambi i lati è forse attribuibile all'argine naturale del fiume. Più a ovest, la successiva direttrice plavense è data dal Musestre che collega Biancade, Roncade e San Cipriano. Si osserva una lingua sabbiosa all'interno della quale si individua un paleoalveo delimitato da una depressione allungata. A valle di San Cipriano mancano le evidenze geomorfologiche di un collegamento con altri rami fluviali, anche se il corso attuale del Musestre prosegue in linea retta fino a raggiungere il Sile presso la località omonima di Musestre.

Tra Sile e Musestre si osserva un paleoalveo inciso che all'incirca da San Cipriano raggiunge l'attuale alveo del Sile; a oriente del centro di Santa Lucia è evidente una depressione allungata e ben definita, connessa con ogni evidenza a una fase di incisione fluviale la cui origine è problematica.

Una grande traccia di paleoalveo dal letto largo circa 250 m e con raggio di curvatura superiore al chilometro si individua tra San Cipriano e Meolo. Esso scorre all'incirca in direzione ovest-est e pare possedere una tipologia a canali intrecciati. La traccia possiede dimensioni e caratteristiche tali da poterla ascrivere a un corso d'acqua pleistocenico attivo probabilmente durante la fase di *low stand* del livello marino e in ogni caso alimentato da elevate portate liquide e solide. La sua direzione potrebbe far pensare a un'enclave del Brenta all'interno della megaconoide del Piave: tale ipotesi dovrà essere confermata da ulteriori indagini di campagna.

Spostandosi verso sud, nel settore compreso tra il grande paleoalveo residuo del Brenta e il corso del Sile, si osservano numerose tracce fluviali di tipo *braided*, che corrispondono ad alvei piuttosto ampi, profondi alcuni decimetri e mal definiti, costituiti da limi o limi-sabbiosi. Le datazioni eseguite su torbe profonde da due a tre metri hanno fornito per questo tratto di pianura un'età tra i 21.000 e i 16.000 anni a ^{14}C BP (BONDESAN & MOZZI, 2002b).

Più interessanti per lo studio dei rapporti tra paleoidrografia e popolamento umano nell'antichità, si sono rivelati gli elementi paleoidrografici minori che si rinvencono nell'area a sud di Ca' Tron verso il margine lagunare. Tra questi si evidenzia il *paleoalveo della Canna* (PdC in Fig. 7.7), ampiamente descritto in BONDESAN & MOZZI (2002a, 2002b, 2002c), un corso d'acqua alimentato sia dalle acque di risorgiva sia da quelle di ruscellamento superficiale, che ha sfruttato

il solco preesistente di una direttrice pleistocenica plavense. Il paleoalveo attraversa due tracciati alternativi della via Annia in corrispondenza dei quali sono stati rinvenuti i resti di due ponti (GHEDINI *et al.*, 2002). Lungo il percorso della via Annia più prossimo al margine lagunare, datazioni al radiocarbonio effettuate su elementi lignei fanno risalire il ponte di legno al 1000 a.C. circa, mentre il ponte rinvenuto sul percorso più interno è stato utilizzato dalla fine del I sec. a.C. fino al Rinascimento. I depositi pleistocenici, all'interno dei quali il paleoalveo della Canna è inciso, hanno fornito un'età di 16.190 ± 50 anni ^{14}C BP, alla profondità di 2,7 m dal piano campagna. I sedimenti organici prelevati all'interno dell'alveo, hanno fornito un'età pari a 795-390 anni a.C. (2460 ± 70 anni ^{14}C BP) alla base del riempimento, mentre in posizione mediana sono stati datati a 420-200 anni a.C. (a -1,95 m dal p.c.) e a 160 a.C.-40 d.C. (a -1,65 m dal p.c.). Verso il margine lagunare la traccia del paleoalveo della Canna è incerta e sembra proseguire con il paleoalveo del Fosson, oppure verso Portegrandi, oltre La Fossetta.

In questo settore, tra il Taglio del Sile e La Fossetta, a ridosso del tracciato della via Annia, è ben visibile un reticolo dendritico di paleo-canali che è il risultato della riattivazione di antichi tracciati fluviali da parte di successivi canali lagunari.

Gli antichi tracciati fluviali fanno riferimento ad una rete di drenaggio che confluisce principalmente nel canale Lanzoni e quindi nel Cenesa in laguna di Venezia, attraverso i rami dei canali Canellara, Fossonetto e Fosson. Partendo dal settentrionale Canellara, si osserva a sud-ovest del dosso di Meolo una rete di drenaggio naturale costituita da fiumi come il Variol, il Vallio e il suo affluente Arnasa (Fig. 7.7), che defluendo verso le bassure drenano la vasta area compresa tra Roncade e Meolo. Tutti questi fiumi hanno lasciato una traccia, anche se spesso debole, dei loro antichi percorsi, in particolare il Vallio, che dopo la confluenza con l'Arnasa si divide in due rami: l'odierno fiume Vallio e il Colatore Vallio. Tra la località di Marteggia e il Taglio del Sile si possono individuare alcuni paleoalvei che aiutano a ricostruire gli originari tracciati di questi corsi d'acqua: il fiume Vallio si immetteva nel canale Fosson, mentre l'altro ramo (l'odierno Colatore Vallio) si univa, percorrendo in parte il canale ora chiamato Canellara, al Vallio nel canale Lanzoni. Quest'ultimo, infine, riceveva le acque di un ramo del Sile, il Siletto, e insieme formavano il canale Cenesa. Anche il Meolo probabilmente confluiva nel canale Lanzoni. Infatti Comel (1964) indica l'attuale Colatore Meolo come percorso originario di questo fiume e cita una mappa del 1547 in cui si vedono chiaramente l'affluire del Meolo nella Fossetta e il suo successivo distacco per proseguire a oriente fino a raggiungere l'attuale canale Lanzoni.

Il ramo centrale del Fossonetto conferma il quadro stratigrafico descritto precedentemente: i sedimenti continentali prelevati a circa 3 m di profondità

hanno fornito una datazione pari a 3940–3620 anni a.C. (4920±80 a ^{14}C BP) che rappresenta la data olocenica più antica dell'intero tratto di pianura. Appena più a monte, sono state datate le torbe ricche di resti vegetali rinvenute all'interno del paleo-canale lagunare ricavando una data di 440–720 anni a.C. (1430±80 a ^{14}C BP).

Un altro sistema di paleoalvei è dato dalle tracce di Marteggia. Si tratta di elementi paleoidrografici meno evidenti, orientati in senso ovest-est: una di queste tracce mostra un netto collegamento col paleoalveo del canale Canellara oltre al Fossetta e, in corrispondenza dell'attraversamento dell'Annia scorreva sotto un ponte di età romana (CROCE DA VILLA 1991; CROCE DA VILLA, 2003). La presenza del ponte permette di stabilire come il corso d'acqua fosse attivo durante le fasi d'uso della strada. Questa traccia, corrispondente al "Vallio di Marteggia", configura una situazione paleoambientale del tutto analoga al paleoalveo della Canna: il paleoalveo ha un debole risalto, rivela un'analoga sezione trasversale ed è superato dall'Annia da un ponte di dimensioni limitate (BONDESAN & MOZZI, 2002b).

A monte di Treviso il corso del Sile occupa una bassura di risorgiva allungata in senso ovest-est, impostata sulla giunzione tra la porzione medio-distale del megafan di Bassano (Brenta) e del megafan di Montebelluna (Piave). A valle di Treviso, invece, si incunea tra i megafan di Bassano e di Nervesa (Piave). Nel suo tratto terminale il fiume diventa pensile formando un dosso ben percepibile nella morfologia di questo tratto di pianura. I sedimenti post-romani deposti dal Sile hanno uno spessore di circa un metro e mezzo in prossimità dell'alveo attuale e ricoprono le superfici più antiche di età pleistocenica. Il superamento del Sile da parte della via Annia e la scoperta dei resti di un ponte romano in corrispondenza dell'attraversamento depongono a favore di una sostanziale stabilità del tracciato fluviale. Il fatto che la via Annia sia visibile anche sopra i sedimenti del dosso potrebbe essere imputato alla continuità d'uso della strada fino a qualche secolo fa.

Lo studio dell'assetto stratigrafico lungo l'asse del fiume condotto su un transetto di carotaggi eseguito perpendicolarmente al Sile su una distanza di circa 5 km, finanziato dalla Fondazione Cassamarca (rapporto interno, inedito), ha messo in evidenza la presenza di un deposito sabbioso spesso circa 9 m, che riempie un'incisione nella sequenza tardo-pleistocenica. Le sabbie sono state analizzate dal punto di vista mineralogico e petrografico da A. Lezziero e hanno permesso di stabilire una commistione di contributi del Brenta e del Piave in profondità (i campioni analizzati sono stati prelevati a profondità comprese tra zero e 20 m) e una prevalenza di apporti plavensi in superficie. Questo significa che durante l'attività fluviale tardo-pleistocenica Brenta e Piave si contendevano lo spazio e mescolavano le proprie alluvioni, mentre in

seguito alla disattivazione del ramo pleistocenico del Brenta i depositi plavensi sono diventati il solo fattore di aggradazione della Pianura.

7.5. TRA SILE E NAVIGLIO BRENTA

7.5.1. L'assetto geomorfologico dell'area

La pianura compresa tra Sile e Naviglio Brenta ricade nelle propaggini distali del sistema deposizionale tardo-pleistocenico del Brenta, che si allunga verso sud-est dallo sbocco in pianura della valle del Brenta (Valsugana), presso Bassano del Grappa, fino all'area perilagunare veneziana (TARAMELLI, 1882; DAL PIAZ, 1912; COMEL, 1964; CASTIGLIONI, 1969; PIANETTI, 1979; CASTIGLIONI & PELLEGRINI, 1981; PELLEGRINI *et al.*, 1984) (Fig. 7.8).

La porzione apicale di tale importante apparato alluvionale, denominato megaconoide di Bassano, ha pendenza media di circa il 5‰ e forma complessivamente convessa. Il sottosuolo è prevalentemente ghiaioso e, in superficie, sono presenti comuni tracce di alvei abbandonati a canali intrecciati. Il passaggio alle porzioni medio-distali si traduce nell'articolazione della superficie apicale morfologicamente indifferenziata in una serie di bassi dossi fluviali sabbiosi e connesse aree di interdosso limoso-argillose, con pendenze complessive della pianura che diminuiscono gradualmente fino a giungere a valori inferiori a 1‰ nelle estreme propaggini distali. Il passaggio tra porzioni apicali e medio-distali, corrispondenti rispettivamente alla cosiddetta "alta" e "bassa" pianura, è marcato dalla presenza della fascia delle risorgive. Qui hanno le sorgenti i piccoli corsi d'acqua che attualmente solcano questo tratto di pianura, quali il Musone, il Marzenego, il Dese, lo Zero e il Sile.

Il momento di ultima aggradazione del megaconoide di Bassano è da ascrivere all'ultimo massimo glaciale. Tra 22.000 e 14.500 a ^{14}C BP ci fu la deposizione di parecchi metri di sedimenti in poche migliaia d'anni, con picchi nei tassi di sedimentazione stimati localmente fino a 10 mm/anno (BONDESAN *et al.*, 2002). Ciò si desume dall'insieme di datazioni ^{14}C eseguite su torbe, campionate in una serie di sondaggi meccanici distanti alcune decine di metri l'uno dall'altro, a nord-est di Mestre. Qui, tra 20.000 e 15.000 a ^{14}C BP, si è accumulato uno spessore di sedimenti di circa 8 m.

In Fig. 7.9 vengono schematicamente riportate le principali direttrici di deflusso del Brenta in un periodo compreso tra l'acme dell'ultima glaciazione e il Tardiglaciale.

Questi rami sono stati tracciati seguendo gli andamenti dei dossi maggiori e di insiemi di paleoalvei con sviluppi lineari significativi. Il *pattern* che ne deriva ricorda, su dimensioni molto maggiori, quello dei fiumi a canali intrecciati. E' probabile che il tracciato principale cambiasse repentinamente direzione per avulsione. I dati stratigrafici conosciuti indicano lo svolgersi di

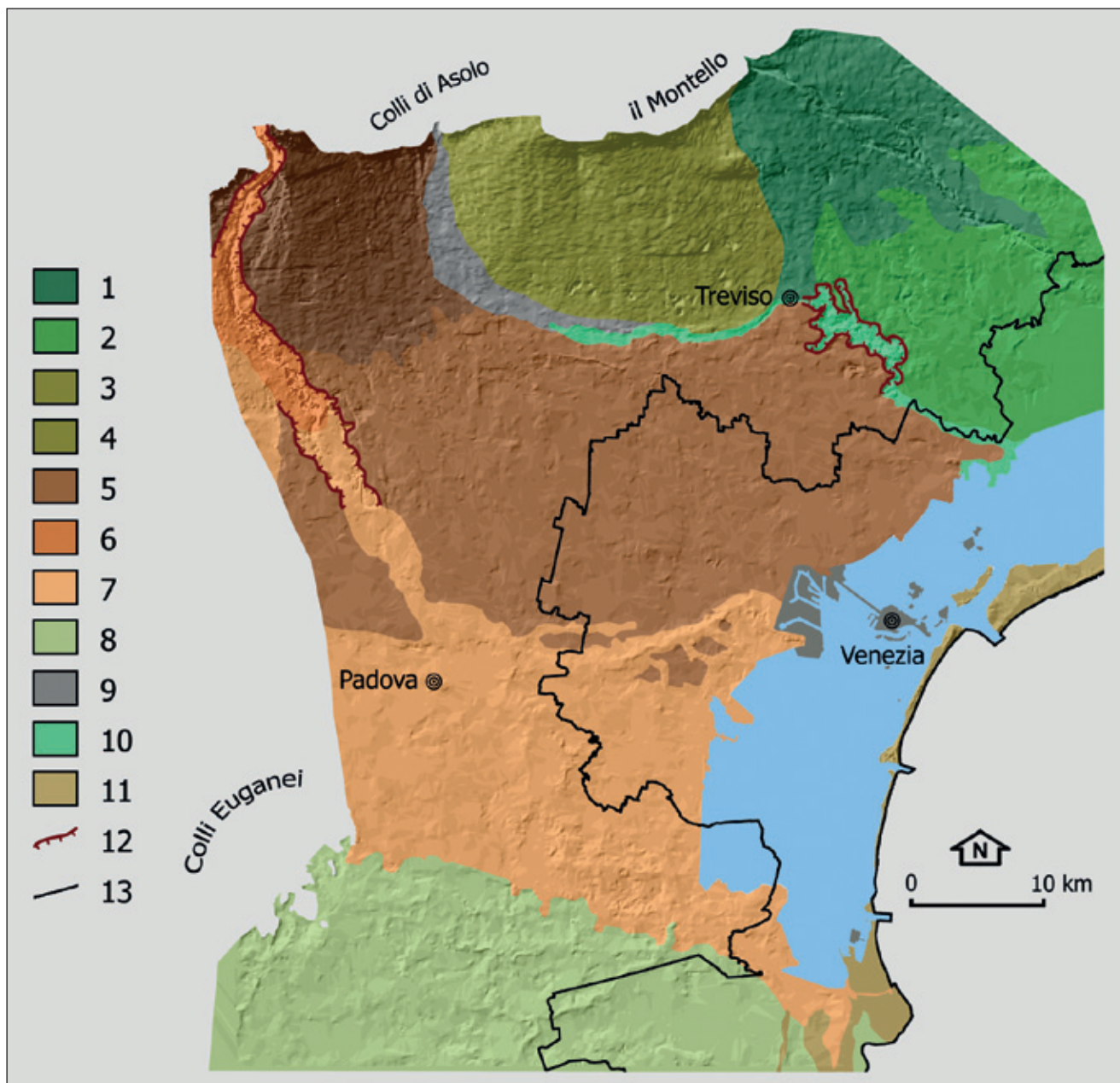


Fig. 7.8 - Il megaconoide di Bassano nel quadro delle grandi unità morfologiche della pianura veneta centrale (da ARPAV, 2005, modificato). Le delineazioni sono poste a drappaggio del modello digitale del terreno, quest'ultimo reso attraverso l'ombreggiamento.

Legenda: 1) alta pianura olocenica del Piave (*megafan* di Nervesa); 2) bassa pianura pleistocenica e olocenica del Piave (*megafan* di Nervesa); 3) alta pianura pleistocenica del Piave (*megafan* di Montebelluna); 4) alta pianura pleistocenica del Brenta (*megafan* di Bassano); 5) bassa pianura pleistocenica del Brenta (*megafan* di Bassano); 6) alta pianura olocenica del Brenta; 7) bassa pianura olocenica del Brenta, con locali apporti del Bacchiglione; 8) bassa pianura olocenica dell'Adige, con locali apporti del Po; 9) pianura olocenica del Musone; 10) pianura olocenica del Sile; 11) cordoni litoranei; 12) orlo di scarpata; 13) confine della provincia di Venezia.

eventi sedimentari ciclici con ordini temporali di 10^2 – 10^3 anni. Questi episodi ricorrenti sono interpretabili come il ritorno del canale attivo nella località di osservazione, e dunque danno la misura del grado di mobilità spaziale dei diversi tracciati.

La superficie della pianura è il risultato di questo grande evento sedimentario tardo-pleistocenico. La disattivazione del sistema avvenne per incisione dell'apice nell'area pedemontana, in un intervallo temporale indicativamente compreso tra 14.500 e

10.000 a ^{14}C BP (MOZZI, 1995, 1998; MOZZI *et al.*, 1996; BONDESAN *et al.*, 2000). La scarpata che delimita a est tale incisione corre parallelamente al corso del Brenta attuale fino a una distanza di oltre 20 km dallo sbocco vallivo; al suo piede si estende la pianura olocenica del Brenta (CASTIGLIONI, 1982; CASTIGLIONI & PELLEGRINI, 1981; CASTIGLIONI *et al.*, 1987; PELLEGRINI *et al.*, 1984). L'altezza di questa ripa è superiore a 15 m all'apice e decresce gradualmente fino a scomparire poco sotto Campo San Martino (PD). A valle di quest'ultima

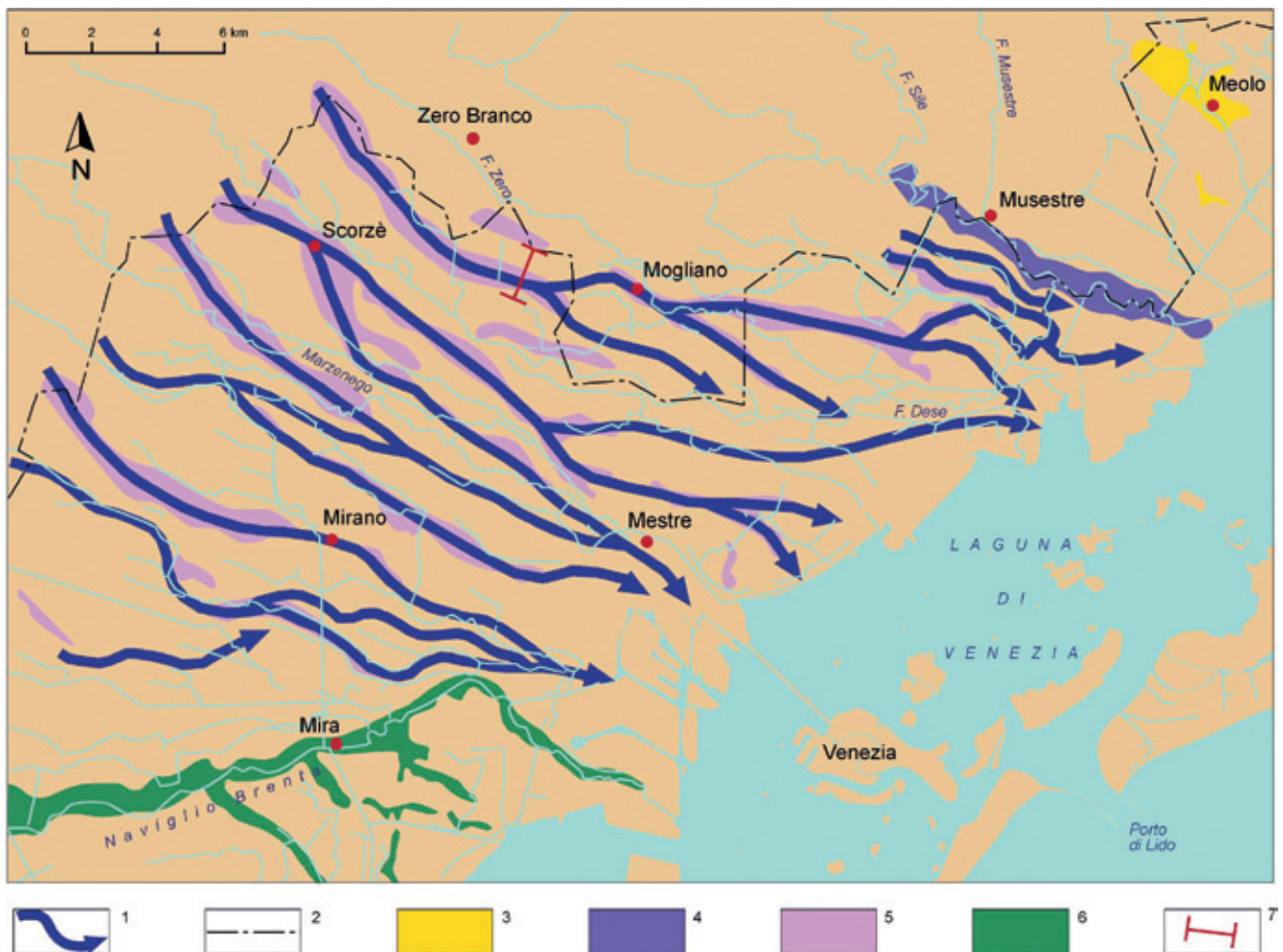


Fig. 7.9 - Le principali direttrici di deflusso tardo-pleistoceniche del Brenta, nell'area compresa tra Sile e Naviglio Brenta.

Legenda: 1) direttrici di deflusso; 2) confine della provincia di Venezia; 3) dossi del Piave; 4) dosso del Sile; 5) dossi del Brenta (Pleistocene); 6) dossi del Brenta (Olocene); 7) sezione stratigrafica.

località, i depositi olocenici, non più confinati, ricoprono la pianura pleistocenica. Di quest'ultima situazione si ha riscontro anche nella carta geomorfologica, dove è evidente l'appoggio del dosso di Stra sulla pianura pleistocenica; a sud di questa struttura permangono però, in superficie, lembi di questa pianura, in corrispondenza di aree "in ombra" rispetto agli apporti sedimentari olocenici. Al momento della formazione della laguna, circa 6000 anni fa, la pianura non era dunque più attiva, ed è stata passivamente ricoperta dai depositi lagunari.

Il suolo sviluppato al tetto dei sedimenti pleistocenici in questo settore distale del megaconoide di Bassano è caratterizzato da importanti fenomeni di rimobilizzazione dei carbonati, con conseguente formazione di orizzonti calcici (GIANDON *et al.*, 2001). Nel sottosuolo della laguna centrale questo suolo si è conservato sotto i sedimenti lagunari (GATTO & PREVIALETTI, 1974; TOSI, 1994; MOZZI *et al.*, 2003). Tale paleosuolo, molto studiato a fini geotecnici e geologico-ambientali per la sua caratteristica sovraconsolidazione e impermeabilità, è noto con

il nome di "caranto"¹¹. Nella carta geomorfologica (Tav. 9) la sua presenza e profondità è segnalata con apposita simbologia.

Durante l'Olocene gli unici sistemi fluviali attivi sono stati quelli dei corsi d'acqua di risorgiva, in particolare, il Sile. In realtà, all'estremità orientale del settore in analisi, tra il Dese e lo Zero, erano presenti fino a qualche decennio fa delle aree paludose (COMEL, 1968), e ci sono evidenze, basate su recenti rilevamenti pedologici (GIANDON *et al.*, 2001; ARPAV, 2004), che le esondazioni di questi due corsi d'acqua hanno interessato tratti limitati di pianura ubicati in prossimità del margine lagunare. Egualmente, nell'area di Mestre fiumi minori quali il Musone, il Lusore e il Marzenego, hanno probabilmente provocato un locale rimaneggiamento e ricopertura del substrato pleistocenico.

¹¹ Vedi anche i capitoli 6 "Suoli" e 8 "Geologia", nel quale c'è un'apposita scheda sul caranto.

7.5.2. I dossi fluviali

I dossi presenti nella carta geomorfologica, formati dalle divagazioni tardo-pleistoceniche del Brenta (Fig. 7.9), sono strutture piuttosto ampie, con larghezze mediamente comprese tra 500 e 1000 m, e altezze rispetto alla pianura circostante normalmente inferiori a 2 m. Mostrano un andamento generale NO-SE, che tende a divenire ovest-est sia nei due dossi di Marcon e di Favaro, posti alle estreme propaggini distali nel settore settentrionale, sia nel dosso di Scaltenigo al margine meridionale. In senso longitudinale si sviluppano su distanze diverse, da un minimo di 1-1,5 km dei dossi di Crea e di Mestre est, fino ai circa 10 km dei dossi di Marcon e di Spinea. I dossi di Gardigiano, Scorzè, Noale e Santa Maria di Sala si originano al di fuori del confine provinciale; il dosso di Scorzè, con la sua biforcazione nel tratto finale in dosso di Martellago a nord e dosso di Olmo a sud, è tra le strutture più estese dell'intero megaconoide di Bassano, presentando una lunghezza complessiva di circa 25 km tra la località di origine nei pressi di Resana (TV), e la terminazione alla periferia orientale di Mestre (MOZZI, 1995; GIANDON *et al.*, 2001).

Nella carta geomorfologica si può vedere come i dossi siano costituiti al centro da sabbie, deposte in ambiente di canale attivo, e lateralmente da limi, interpretabili come depositi di argine naturale; spesso le ultime fasi di attività dei dossi hanno comportato la deposizione di sedimenti limosi, che quindi ricoprono completamente le sabbie. Le sabbie dei dossi in questo settore distale del sistema deposizionale sono generalmente medio-fini, mentre procedendo verso monte si fanno via via più grossolane fino a contenere, in prossimità del limite con le porzioni apicali ghiaiose, anche comuni ciottolotti.

7.5.3. Le aree di interdosso

Lateralmente i fianchi a bassa pendenza dei dossi fluviali sfumano nelle piane di interdosso, caratterizzate da morfologie blandamente ondulate, senza concavità o convessità di rilievo. Queste aree, che occupano larga parte della pianura tra Sile e Naviglio Brenta, sono costituite prevalentemente da limi con percentuali variabili di argilla. Le plaghe schiettamente argillose si concentrano nelle estreme porzioni distali, generalmente al di sotto dell'isoipsa 3 m s.l.m.; ciò indica la presenza di una certa classazione da monte verso valle dei sedimenti fini di esondazione, come già evidenziato, in relazione all'intera estensione del sistema deposizionale, per le sabbie dei dossi sedimentatesi all'interno del canale attivo.

La monotonia delle forme in questi ampi areali si associa, dunque, a una notevole omogeneità tessiturale dei sedimenti superficiali. Ciò ha comportato lo sviluppo di suoli con caratteristiche simili, contraddistinti dalla presenza di orizzonti pedogenetici di accumulo dei carbonati (orizzonti calcici) particolarmente ben evoluti (GIANDON *et al.*, 2001); gli stessi che, conservati al di

sotto dei depositi lagunari, costituiscono il già citato paleosuolo noto come "caranto" (GATTO & PREVIADELLO, 1974; TOSI, 1994; MOZZI *et al.*, 2003).

7.5.4. I paleoalvei

Le tracce di paleoidrografia che solcano la pianura sono raggruppabili in tre tipologie generali:

- a) tracce larghe 50-150 m, a bassa sinuosità, localmente tendenti a formare *pattern* a canali intrecciati;
- b) tracce larghe 10-30 m, a sinuosità da media a alta, localmente meandriche;
- c) tracce larghe 30-60 m, a sinuosità da media a alta, spesso riunite in sistemi dendriche.

Le tracce del tipo (a), presenti diffusamente in tutto il settore in analisi, sono riferibili alle fasi di aggradazione tardo-pleistocenica della pianura, caratterizzate da deflussi idrici con elevato carico solido. Sono spesso in associazione con i dossi fluviali, correndo sulla loro sommità, al piede, o intersecandoli con diversi angoli. Gli esempi meglio conservati dei sistemi a canali intrecciati sono sul lato nord del dosso di Scaltenigo e a nord di Favaro.

Quelle del tipo (b) costituiscono l'evidenza delle migrazioni laterali dei meandri dei piccoli corsi d'acqua che durante l'Olocene, fino all'età attuale, hanno solcato la pianura. Questo reticolo idrografico minore è costituito principalmente dai fiumi di risorgiva. Stante il regime costante e il minimo trasporto solido che li contraddistingue, essi mostrano una debole attività morfosedimentaria, che può essere considerata limitata nell'ambito dell'ampiezza dei meandri. Portando ad esempio lo Zero, dove sono evidenti i paleo-meandri tagliati dalle moderne rettificazioni dell'alveo, questo ambito è quantificabile in una fascia di 200-300 m rispetto all'asse rappresentato dal fiume attuale. I paleoalvei del tipo (b) sono perlopiù concentrati nell'area peri-lagunare, entro una distanza di circa di 5-8 km dalla conterminazione. Particolarmente fitto è il reticolo nell'attuale area urbana di Mestre-Marghera, desunto sia da foto aeree sia da cartografia storica.

Anche in questi casi, i paleoalvei rappresentano solo un rimodellamento locale della pianura tardo-pleistocenica formatasi ad opera del Brenta.

I paleoalvei del tipo (c) sono interpretabili come canali in aree paludose, simili a quelle presenti negli spazi perilagunari della pianura centrale e orientale della provincia. I più tipici sono presenti in destra e sinistra Dese, in prossimità della giunzione con lo Zero. In particolare, a sud-est di San Liberale si vedono tracce di questo tipo che convergono verso un paleoalveo che, per caratteristiche morfometriche, sembrerebbe appartenere alla tipologia (a) degli alvei pleistocenici. Fenomeni di riutilizzo di paleoalvei pleistocenici durante l'Olocene sono stati ben documentati in sinistra Sile, nell'area di Ca' Tron (BONDESAN A. & MOZZI, 2002b; BONDESAN A., MOZZI *et al.*, 2002; BONDESAN *et al.*, 2003; BONDESAN *et al.*, 2003; BONDESAN *et al.*, 2003a). È probabile che anche qui la depressione connessa

alla traccia antica sia stata utilizzata come scolo delle acque durante l'Olocene. Si ricorda la presenza, in quest'area, di depositi olocenici legati all'attività sedimentaria del Dese, dello Zero e del Sile (GIANDON *et al.*, 2001; ARPAV, 2004).

7.5.5. Le tracce relitte dei canali lagunari

Nell'area compresa tra il canale Siloncello e la conterminazione lagunare, presso Portegrandi, sono presenti diffuse tracce di canali lagunari. Tale area si trova sotto il livello del mare, ed è attualmente sottoposta a bonifica con scolo meccanico delle acque. Le tracce dei canali lagunari testimoniano l'estensione della laguna precedentemente alla bonifica.

7.6. TRA NAVIGLIO BRENTA E BACCHIGLIONE

7.6.1. L'assetto geomorfologico dell'area

Il tratto di pianura che è approssimativamente delimitato dal Naviglio Brenta a nord, dal Bacchiglione a sud e dalla conterminazione lagunare a est, rappresenta la porzione terminale del sistema deposizionale olocenico del Brenta (FAVERO & SERANDREI BARBERO, 1978; FAVERO & SERANDREI BARBERO, 1980; CASTIGLIONI, 1982; CASTIGLIONI, 1989; CASTIGLIONI *et al.*, 1987; BASSAN *et al.*, 1994; MURST, 1997; BONDESAN *et al.*, 2002). Tale sistema confina a nord con il sistema tardo-pleistocenico del Brenta e a sud con quello olocenico dell'Adige. L'attività morfogenetica del Bacchiglione è costretta all'interno dell'ampio avvallamento creatosi dalla giustapposizione del sistema del Brenta con quello dell'Adige e quindi apparentemente limitata all'intorno delle direttrici di deflusso attuali e subattuali.

Da una prima visione della carta geomorfologica, risalta l'abbondanza delle tracce di origine fluviale e l'assenza di elementi relitti del sistema lagunare, nonostante il fatto che ampi tratti di pianura posti a ridosso della laguna si trovino attualmente sotto al livello marino, e siano mantenuti asciutti solo grazie a un'attenta opera di bonifica con scolo meccanico delle acque. Questo particolare assetto geomorfologico è spiegabile considerando che la posizione del margine interno lagunare nel 1534, riportato nella carta geomorfologica (Tav. 9), era alcuni chilometri più verso mare. La pianura alluvionale che si estendeva su gran parte della laguna centrale è stata, dunque, invasa dalle acque salmastre in età rinascimentale e moderna.

A partire dal 1610 i veneziani intrapresero la costruzione della "conterminazione lagunare", un'arginatura del margine interno lagunare che fu terminata nel 1791, e che tuttora separa nettamente la laguna dalla terraferma. Questi argini hanno difeso l'attuale terraferma dall'ingressione marino-lagunare degli ultimi secoli, impedendo il sovrapporsi di forme lagunari sul substrato alluvionale.

7.6.2. I dossi fluviali

Le forme che più caratterizzano questo territorio sono i numerosi dossi fluviali che si dirigono verso il margine interno della laguna. Questi hanno un rilievo massimo di 2-3 m rispetto alla pianura circostante, ampiezza generalmente compresa tra poche centinaia di metri e 1 km, estensione in senso longitudinale fino a decine di chilometri.

Si ricorda che i dossi fluviali corrispondono ad antichi decorsi fluviali, pensili rispetto alla piana circostante, e che, dunque, le direzioni dei dossi corrispondono alle principali direttrici di deflusso del Brenta (Fig. 7.10).

La presenza di sabbie in corrispondenza della porzione centrale del dosso, associazione riscontrabile in molte delle strutture presenti in questo settore, è dovuta al fatto che questi sedimenti si depositavano all'interno dell'alveo attivo che, durante la formazione del dosso, correva sulla sommità dello stesso.

Le frequenti biforcazioni e diramazioni secondarie delle strutture dossive, ben percepibili nella carta geomorfologica, indicano che le variazioni dei tracciati fluviali avvenivano attraverso meccanismi avulsivi. Un'avulsione è schematizzabile nelle seguenti fasi: a) rottura degli argini naturali; b) conseguente riversarsi del flusso principale attraverso la breccia arginale; c) disattivazione del tratto di alveo pensile posto a valle della rotta; d) instaurarsi di un nuovo tracciato, tipicamente formante un angolo acuto con l'asse del precedente dosso; e) ristabilirsi della pensilità lungo il nuovo tracciato, a causa della tendenza all'aggradazione verticale del sistema argini naturali-alveo. Da notare che mentre gli spostamenti laterali dei corsi d'acqua per migrazione laterale delle barre di meandro avvengono in modo graduale, le avulsioni provocano subitanei mutamenti nella direzione del fiume. Nel corso di un singolo evento, esso può allontanarsi di molti chilometri dall'area dove scorreva precedentemente.

Nella carta geomorfologica, al margine settentrionale del settore in esame è presente il dosso ben pronunciato, costituito da sedimenti prevalentemente sabbiosi, con andamento complessivo OSO-ENE, seguito dal corso del Naviglio Brenta tra Stra e Oriago (dosso di Stra). Questa struttura rappresenta il limite settentrionale dei depositi olocenici del Brenta. Dall'analisi della carta geomorfologica si nota che lungo tutto il suo corso vi sono diverse tracce di rotte, soprattutto sul lato meridionale, e numerose diramazioni si spingono verso sud fino al margine lagunare.

Uno studio di tipo geomorfologico-stratigrafico, portato avanti per interessamento dell'Amministrazione Comunale di Mira e della Sovrintendenza ai Beni Ambientali e Architettonici di Venezia (FAVERO, 1989), ha messo in evidenza che il ramo del Brenta che ha dato luogo al dosso di Stra aveva invaso un'area depressa, allungata da ovest verso est, configurata a forma di ampia doccia. Quest'area corrisponderebbe alla zona di raccordo tra due diversi orientamenti



Fig. 7.10 - Le principali direttrici di deflusso oloceniche del Brenta nell'area compresa tra Naviglio Brenta e Bacchiglione.

Legenda: margine interno lagunare e linea di costa desunti da cartografia storica: 1) XVI secolo, 2) XVIII secolo; 3) limite della spiaggia intertidale desunto da cartografia storica (anno 1763); 4) antico corso fluviale desunto da cartografia storica (XVI e XVII secolo); 5) dossi del Brenta (Olocene); 6) dosso fluviale in laguna desunto da cartografia storica; 7) dossi dell'Adige e del Po; 8) limite della *Carta geomorfologica della provincia di Venezia* (i dossi esterni al limite della carta sono tratti da BASSAN *et al.*, 1994); 9) direttrici di deflusso; 10) sezione stratigrafica; 11) datazioni ^{14}C : a) 2640 ± 70 a ^{14}C BP, 1000-625 a.C. e 1380 ± 100 a ^{14}C BP, 450-860 d.C. (CASTIGLIONI *et al.*, 1987); b) 1730 ± 80 a ^{14}C BP, 89-531 d.C. e 1140 ± 80 a ^{14}C BP, 688-1025 d.C. (PIRAZZOLI *et al.*, 1979); c) 2640 ± 60 a ^{14}C BP, 968-544 a.C. (LEVORATO, 2002).

della pendenza regionale della pianura (a nord del dosso di Stra la pendenza della pianura è ortogonale all'allineamento del fronte dei rilievi alpini; a sud la pianura digrada dolcemente dalle pendici degli Euganei verso est) fungendo così da collettore per i corsi d'acqua di risorgiva che provengono dalla fascia pedemontana (Serraglio, Tergolino, Pionca, Lusore, Cime). Alcuni sondaggi effettuati lungo il dosso di Stra hanno identificato, al di sotto di uno strato di limi sabbiosi e sabbie, corrispondenti ai depositi più recenti del Brenta, dei sedimenti limoso-argillosi con evidenze di pedogenesi analoghi ai sedimenti che costituiscono l'area depressa situata a nord del Naviglio. Caratteristiche simili presentano anche i sedimenti di alcune zone morfologicamente depresse che si trovano a sud del dosso di Stra: in particolare l'area chiamata Marinella (a sud di Dolo-Sambruson), Carrezioi e Grezzi (tra Brenta Secca e Taglio Nuovissimo), le Basse e l'area compresa tra Dogaletto e il canale Seriola (FAVERO, 1989). Quest'ultimo assunto ha trovato conferma in recenti rilevamenti pedologici (ARPAV, 2004; GIANDON *et al.*, 2001).

In tale schema si osserva che, proprio in corrispondenza delle zone elencate da FAVERO a sud del dosso di Stra, affiorano lembi della superficie della pianura tardo-pleistocenica del Brenta (LGM/Tardiglaciale), che costituisce tutto il settore situato a nord del dosso di Stra. Sembra probabile quindi che l'area attraversata ora dal Naviglio costituisse un'unica ampia zona depressa; in seguito il Brenta con le sue alluvioni ha colmato il lato meridionale di questa depressione dando luogo al dosso di Stra (FAVERO, 1991). La formazione di questa fascia di terreni più elevati avrebbe ostacolato il deflusso dei corsi d'acqua di risorgiva provenienti da nord, che prima sfociavano direttamente in laguna.

La naturale continuazione verso valle del dosso di Stra, fino allo sbocco in laguna presso Fusina, è rappresentata dal dosso di Malcontenta, meno espresso in senso sia planimetrico sia verticale, e con un netto cambio dell'orientazione che, attraverso una brusca svolta nei pressi di Oriago, diventa NO-SE. In corrispondenza del dosso di Malcontenta, come lungo il tratto finale del dosso di Stra, si rilevano le tracce di numerose rotte, testimoniate dalla presenza di ventagli di esondazione, prevalentemente in destra idrografica. Anche le frequenti tracce di paleoalvei rilevabili nel territorio posto ai lati del tratto finale del Naviglio, disomogenee tra loro dal punto di vista morfometrico e molto frammentarie, sono probabilmente legate a episodi di esondazione del Brenta. Nel punto in cui il Naviglio Brenta devia a sud-est verso Fusina, nella carta geomorfologica si osserva una ulteriore diramazione del sistema dossivo, evidenziata dalla presenza di alcuni ventagli di rotta e di una stretta lingua di sabbia che prosegue lungo lo Scolo Lusore fino alla zona urbanizzata di Marghera.

I dossi minori che si dipartono dal fianco meridionale

del dosso di Stra hanno tutti andamento complessivo NO-SE. All'altezza di Dolo si intesta il dosso di Lugo, che si estende, con un'ampia curvatura, fino a Lughetto. Alla periferia occidentale di Mira prende forma il dosso di Brentelle che, all'altezza di Piazza Vecchia, si biforca in due rami. Uno punta decisamente verso est, correndo, con un'interruzione, parallelo all'idrovia che congiunge il Taglio Nuovissimo con il Canale Bondante. L'altro si dirige a sud, insinuandosi tra gli specchi lagunari di Lago Stradoni e Valle Miane. Quest'ultima struttura, seguita in gran parte del suo sviluppo dallo Sborador de Gambarare, è già nota dagli studi precedenti come il "dosso delle Giare" (BASSAN *et al.*, 1994). Alla periferia orientale di Mira inizia un altro piccolo dosso, che non giunge alla laguna, ma dalla cui terminazione si dipartono dei paleoalvei che proseguono verso valle lungo la medesima direttrice (dosso di Dogaletto). Osservando la carta geomorfologica si nota che questo paleopercorso fluviale si origina proprio nel punto in cui, sul fianco opposto del dosso di Stra, lo Scolo Tergolino si unisce al Naviglio Brenta, tra Mira Porte e Oriago.

A sud del dosso di Stra è presente il dosso di Tombelle, che si biforca nei pressi di Vigonovo proseguendo verso est sino a Camponogara (dosso di Fossò), e verso sud-est sin quasi a Premaore (dosso di Vigonovo), per poi perdere di evidenza morfologica e interrompersi. Lungo il medesimo asse, circa 1 km a sud-est di Camponogara, inizia però un altro articolato sistema dossivo, passante per Campagna Lupia e allungato verso Lova (dosso di Campagna Lupia). La presenza di estesi corpi sabbiosi nella soluzione di continuità tra dosso di Fossò e dosso di Campagna Lupia suggerisce la possibilità che le due strutture, pur separate dal punto di vista morfologico, siano in realtà segmenti di un unico apparato deposizionale fluviale.

Verso monte, al di fuori della carta geomorfologica, il dosso di Tombelle non è in continuità morfologica con il dosso di Stra, presentandosi staccato da quest'ultimo (BASSAN *et al.*, 1994; MURST, 1997; GIANDON *et al.*, 2001). Tale connessione è invece evidente per il dosso che si distacca all'altezza di Noventa Padovana, sempre al fuori della carta geomorfologica, dirigendosi verso Camin e giungendo, dopo essersi suddiviso in più rami prima presso Villatora e poi a San Angelo di Piove di Sacco (PD), fino a Liettoli (Fig. 7.10). In quest'ultima località il dosso entra nella carta geomorfologica (dosso di Liettoli), proseguendo con un tracciato principale verso est per Boion, fino quasi a Lova (dosso di Boion), mentre uno secondario si dirige per qualche chilometro verso sud-est per Campolongo Maggiore, morendo a Corte (dosso di Campolongo).

Ancora più a meridione è presente l'ampio dosso di Arzergrande (PD), con direzione ovest-est, che a Codevigo supera il corso artificiale del Brenta e si spinge fino all'attuale conterminazione lagunare. Poco a ovest dell'abitato di Arzergrande, dal fianco

settentrionale del dosso principale si dipartono due dossi minori, lunghi solo qualche chilometro, identificabili rispettivamente da ovest a est come dosso di Piove di Sacco e dosso di Tognana. Alla stessa altezza, ma sul fianco meridionale, si innesta un altro dosso che si dirige verso sud-est in direzione di Pontelongo (PD), per poi piegare verso ESE parallelamente all'attuale corso del Bacchiglione (dosso di Pontelongo). Questa struttura, seguita in parte dall'attuale corso del Bacchiglione, rappresenta il limite del sistema deposizionale del Brenta, confinante a sud con i dossi più settentrionali del sistema Adige-Po.

Sulla continuazione della direttrice del dosso di Pontelongo, ma già in sinistra Brenta, troviamo le strutture dossive della Bonifica Delta Brenta. In particolare si riconoscono due dossi principali, ampi e poco rilevati, che si dipartono uno verso nord-est e l'altro verso sud-est a partire dall'area di Conche PD (rispettivamente dosso di Conche nord e dosso di Conche sud). L'analisi della cartografia storica porta a riconoscere in questo sistema il risultato dell'attività di sedimentazione del Brenta quando, tra il 1840 e il 1896, fu fatto sfociare in laguna. Si fa però notare come, in quest'area, sia stato possibile riportare nella carta geomorfologica anche lo sviluppo dei dossi precedenti a quest'ultimo evento morfogenetico. Tali forme fluviali, che si spingevano ben oltre l'attuale conterminazione lagunare, sono tratte da carte storiche del XVII e XVIII secolo; sulla base della loro ubicazione e andamento sono genericamente attribuibili all'attività del Brenta e del Bacchiglione, senza che sia possibile avanzare delle ipotesi più precise in riferimento all'uno o all'altro sistema fluviale.

7.6.3. I ventagli di esondazione

Al piede dei dossi è spesso segnalata nella carta geomorfologica la presenza di ventagli di esondazione. Nell'area di studio tali forme sono di difficile interpretazione da foto aerea, e i ventagli sono stati perlopiù riconosciuti sulla base dell'andamento del microrilievo. Ciò ha probabilmente portato a una sottoapprezzazione del fenomeno, dato che con questo metodo sono cartografabili solo le forme di maggiori dimensioni. In realtà, i fianchi stessi dei dossi maggiori sono spesso costituiti dalla giustapposizione laterale di piccoli ventagli di esondazione, capillarmente distribuiti lungo le direttrici paleoidrografiche, che si interdigitano con i tipici argini naturali. D'altra parte, anche le corte apofisi che sovente si distaccano con angoli acuti dai dossi principali sono il risultato di episodi di rotta, che non si sono tradotte in avulsioni vere e proprie ma che hanno permesso il riversarsi di acque e sedimenti in quantità tali da portare alla costruzione di rilevati di dimensioni notevoli, anche se poco espressi in senso longitudinale. Il fatto che essi siano stati interpretati come dossi nella carta geomorfologica rende conto delle affinità morfologiche tra queste forme, ma le modalità di formazione paiono

assai simili a quelle dei ventagli di esondazione; si tratta, presumibilmente, di forme di transizione tra le due tipologie.

Altro aspetto degno di nota è la comune presenza di asimmetrie deposizionali rispetto agli assi di allungamento dei dossi, nel senso che sia i ventagli di esondazione, sia le appendici secondarie di cui si è detto, tendono spesso a dipartirsi prevalentemente da uno dei due fianchi. Ciò è particolarmente evidente nei dossi di Stra, Boion e Campolongo, dove l'insieme di apparati di esondazione insiste in misura nettamente maggiore sul lato meridionale; a titolo di paragone, l'articolato sistema dossivo di Arzergrande-Piove di Sacco-Tognana-Pontelongo presenta, al contrario, un andamento planimetrico sostanzialmente simmetrico. In generale, tali fenomeni sono spiegabili con la presenza condizionante di forme convesse e concave all'intorno del dosso, che limitavano o favorivano l'espandersi delle alluvioni in determinate direzioni. Nei casi dei dossi di Stra, Boion e Campolongo, un ruolo è probabilmente giocato anche dal complessivo assetto topografico di questo tratto di pianura, che qui presenta pendenze dirette più marcatamente verso sud-est.

Ventagli di esondazione sono anche associati a decorsi artificiali del Brenta, come nel caso del ventaglio di Calcroci che si diparte dal corso pensile del Taglio Brenta Nova, attivo tra il 1507 e il 1610. A questo proposito, si ricorda che le cronache storiche riportano innumerevoli eventi di rottura degli argini delle varie derivazioni storiche del Brenta (BASSAN *et al.*, 1994; VALLERANI, 1995).

7.6.4. Le aree depresse

Le depressioni sono concentrate nelle porzioni altimetricamente più basse del settore in questione, interessando ampi areali. La loro forma concava non è dovuta all'asporto di materiale ad opera dei corsi d'acqua o di altri agenti, ma all'aggradazione verticale per sedimentazione della pianura circostante. Si tratta, dunque, di depressioni di interdosso. Ciò è ben percepibile nella carta geomorfologica, dove si può notare che l'ubicazione delle aree depresse è costantemente al piede dei dossi fluviali.

La maggior parte di esse si estende a ridosso della conterminazione lagunare, con quote del fondo che sono mediamente inferiori al livello del mare. Il loro limite verso monte è sinuoso, con ampie anse che seguono il disegno dei principali dossi, mentre verso valle rimangono aperte, tagliate dagli argini del Taglio Nuovissimo. Tale situazione è il risultato dell'artificiale delimitazione degli spazi lagunari, che interseca depressioni che, originariamente, continuavano nella laguna sud.

Bisogna però anche ricordare che queste aree sono da tempo soggette a bonifica idraulica, intervento che tipicamente comporta un aumento della subsidenza locale, a causa della costipazione dei sedimenti fini e della distruzione della materia organica dei suoli

(CARBOGNIN & TOSI, 2003). Si presume, dunque, che tali depressioni si siano accentuate in senso sia planimetrico sia altimetrico durante gli ultimi secoli, e particolarmente nel corso del XX secolo.

La depressione più pronunciata tra quelle presenti in quest'area è posta tra le porzioni terminali dei dossi di Arzergrande e di Pontelongo (PD), il cui fondo è più basso di -2 m s.l.m. Nella carta geomorfologica è raffigurata con forma chiusa, ma osservando le tracce dell'idrografia relitta desunta da cartografia è possibile percepire come, prima dell'impostarsi dell'attuale corso del Brenta, essa fosse in connessione con la laguna attraverso la Fossa Schilla.

Degne di nota sono le piccole depressioni racchiuse tra i dossi di Stra, di Dogaletto e di Malcontenta, perché corrispondono a settori in cui affiora la superficie tardo-pleistocenica del megaconoide di Bassano (GIANDON *et al.*, 2001; ARPAV, 2004). Si tratta di aree non ancora interessate dalla sedimentazione olocenica del Brenta, ma il cui destino naturale, stante la continua subsidenza locale di circa 1 mm/anno (CARBOGNIN & TOSI, 2003), è di essere ricoperte dai depositi recenti. Questa tendenza è riconoscibile dalla lettura della carta geomorfologica, dato che tali superfici sono parzialmente obliterate dai ventagli di esondazione alimentati dalle correnti fluviali del dosso di Stra e del dosso di Malcontenta. Il fatto che tali lembi di antica pianura permangano in superficie potrebbe derivare dalla concomitanza di due fattori: la giovane età dei dossi che le delimitano, che si sono forse formati solo nel Medioevo, e l'opera dell'uomo tesa, negli ultimi secoli, a costringere i decorsi fluviali all'interno degli argini.

7.6.5. Le tracce della paleoidrografia

Numerose sono le tracce paleoidrografiche riportate nella carta geomorfologica. Oltre alla maggiore o minore evidenza sul terreno dei paleoalvei, come da distinzione adottata in legenda, è possibile riconoscere diverse tipologie di tracce fluviali estinte sulla base delle loro caratteristiche morfometriche:

a) alvei singoli a bassa sinuosità, larghi mediamente tra 50 e 150 m, riconosciuti su distanze di 4-5 km. Questi paleoalvei ricadono prevalentemente nella metà settentrionale del settore in analisi, e si presentano associati ai dossi di Stra, di Tombelle, di Fossò, di Vigonovo, di Boion e di Campolongo. Non corrono sempre sul colmo di tali strutture, come ci si potrebbe aspettare; si ricorda, d'altronde, che la sommità dei dossi è spesso sede di strutture antropiche quali strade e centri abitati, che comunemente comportano l'obliterazione delle evidenze geomorfologiche nelle foto aeree. È possibile, dunque, una sottostima delle tracce di paleoidrografia in posizione sommitale. La distribuzione dei paleoalvei in questione al piede o sul fianco dei dossi è comunque un'evidenza significativa del collegamento genetico tra queste forme. Tracce con medesime caratteristiche sono diffusa-

mente presenti anche nel delta della Bonifica Delta Brenta, associate agli ampi dossi poco pronunciati di Conche; in questo caso esse sono identificabili con le divagazioni del Brenta che hanno portato all'attuale conformazione del delta nella seconda metà del XIX secolo.

b) Alvei singoli a elevata sinuosità, larghi mediamente tra 50 e 100 m. Questa tipologia è presente soprattutto nella porzione meridionale del settore in questione. L'esempio più spettacolare è rappresentato dal sistema di paleoalvei presenti in destra Bacchiglione, tra Correzzola (PD) e Ca' Pasqua, riconosciuti sulla base della fotointerpretazione e della cartografia storica (il Brentone Vecchio, presente in una carta del 1534), e cartografati per uno sviluppo lineare complessivo superiore ai 10 km, circa parallelo all'attuale Bacchiglione; nel suo tratto centrale è ben percepibile la fascia di divagazione dei meandri (*meander belt* nella letteratura internazionale), larga alcune centinaia di metri, grossomodo corrispondente all'ampiezza dei meandri stessi.

Riferibili a questa tipologia sono anche le tracce poste in destra Brenta, tra lo Scolo Altipiano e il Bacchiglione, e in sinistra Brenta, subito a monte di Codevigo (PD) a ridosso del Taglio Nuovissimo, presumibilmente rami del Brenta. Le prime paiono disegnare una convergenza tra rami fluviali provenienti dalla terminazione meridionale del dosso di Arzergrande e dal dosso di Pontelongo. Le altre sono sulla continuazione della terminazione settentrionale del dosso di Arzergrande. Interessante il fatto che una datazione al radiocarbonio permette di collocare la formazione delle tracce settentrionali posteriormente alla seconda metà del I millennio a.C. (LEVORATO, 2002; BONDESAN, LEVORATO & PRIMON, 2003).

c) Tracce singole a sinuosità variabile, larghe da pochi metri a qualche decina di metri, generalmente con estensione lineare inferiore al chilometro. Queste tracce, localmente anche molto fitte, paiono attribuibili principalmente all'attività della rete idrografica minore, che traeva origine dal drenaggio locale delle acque superficiali. Attualmente lo scolo delle acque è strettamente controllato dal reticolo idrografico artificiale e dunque tali tracce rappresentano elementi relitti. Si ricorda che le prime bonifiche iniziarono già attorno al Mille, per opera dei monaci benedettini del Monastero di Santa Giustina (BANDELLONI & ZECCHIN, 1979).

d) Tracce simili a quelle del precedente punto c, però riunite a formare sistemi complessi di rami che si intersecano tra loro. Queste sembrano rappresentare dei piccoli canali di rotta. Un bell'esempio è riconoscibile tra Ca' Bianca e Ca' Pasqua, dove un canale di rotta con queste caratteristiche si diparte in sinistra idrografica dal corso del Brentone Vecchio e si riversa, ramificandosi in più braccia, in una depressione

con sedimenti torbosi limitata a est dagli argini del Canale Morto. Alla medesima tipologia sono riconducibili i complessi sistemi di tracce presenti nella depressione posta a nord di Pontelongo, tra il dosso omonimo e il dosso di Arzergrande. La presenza della sabbia nella depressione rafforza l'interpretazione dell'area come un bacino che accoglieva rotte fluviali.

- e) Tracce a sinuosità variabile, riunite a formare una sorta di reticolo idrografico dendriforme, gerarchicamente strutturato. Le dimensioni dei singoli paleoalvei vanno da pochi metri per gli alvei di rango inferiore posti più a monte a oltre 100 m per quelli di massimo rango più a valle. L'esempio più evidente è costituito dalle tracce situate all'interno della profonda depressione tra le porzioni terminali dei dossi di Arzergrande e Pontelongo (PD). Qui è particolarmente ben sviluppato l'insieme di piccoli paleoalvei che confluiscono a formare un canale più ampio, a sua volta apparentemente connesso verso valle con la traccia storica della Fossa Schilla. Sistemi di paleoalvei di questo tipo sono diffusamente presenti nella porzione nord-orientale della provincia, in corrispondenza delle antiche paludi di Loncon, in sinistra Livenza, dove hanno evidenza ben maggiore; sono interpretabili come canali palustri.

7.6.6. Schema cronologico riassuntivo dei percorsi antichi del fiume Brenta

In questo paragrafo si vuole fornire un quadro sintetico di quanto sin qui dibattuto, relativamente alle possibili età di formazione di alcune tra le principali strutture geomorfologiche di questo settore di pianura, nonché ai tratti salienti della paleoidrografia del basso Brenta durante gli ultimi 3000 anni.

1. Il tratto di pianura, delimitato a nord dal corso del Naviglio Brenta e a sud dal Bacchiglione, si è formato a seguito di divagazioni del fiume Brenta connesse con un tracciato passante a nord-est di Padova per Vigodarzere e Ponte di Brenta. Complessivamente, si presume che la sua età di formazione sia tardo olocenica, in quanto tale tracciato rappresenta la continuazione verso valle del decorso per Carturo e Piazzola attivo nel I millennio a.C.
2. Considerazioni di carattere geomorfologico portano a ipotizzare che i dossi di Tombelle, Fossò, Vigonovo e Campagna Lupia costituiscano gli elementi morfologici più antichi dell'intero tratto di pianura situato tra il Naviglio Brenta e il Bacchiglione.
3. A Noventa, dal dosso di Stra si stacca un sistema dossivo che prosegue per Camin, Saonara e Sant'Angelo, corrispondente a un'antica diramazione del Brenta. La presenza del fiume a Camin in età romana è testimoniata dalla presenza di un ponte. Datazioni al radiocarbonio effettuate nei pressi di Saonara permettono di stabilire che questo ramo è stato attivo anche nella prima metà del

I millennio a.C. e tra il V e il IX secolo d.C. Il primo evento è circa coevo con la ripresa della sedimentazione nella piana di esondazione antistante la terminazione del dosso di Arzergrande (vedi sotto). Di particolare interesse è l'episodio fluviale di età tardo-antica/alto-medievale. Infatti, alcune fonti documentarie medievali associano il nome del Brenta con il territorio di Piove di Sacco e con la località denominata "Le Bebe" presso il Porto di Brondolo. L'antico tracciato del "Fiume Brentone", che viene indicato come il percorso più meridionale del sistema Brenta-Bacchiglione, potrebbe rappresentare la testimonianza di tale percorso. È quindi possibile che questa direttrice fluviale possa corrispondere a uno dei percorsi medievali del fiume prima della deviazione operata nel 1143. Presso Sant'Angelo il percorso proveniente da Saonara si biforca in due rami, uno dei quali prosegue verso Lova formando il dosso di Boion. Attestazioni di frequentazione risalenti all'età del Ferro, rinvenute lungo questo dosso, suggeriscono l'esistenza di un corso d'acqua attivo nel I millennio a.C., che collegava questo settore di pianura con l'entroterra patavino. Sulla base delle attuali conoscenze, non sembra possibile identificare in maniera univoca tale fiume con il Brenta, potendo anche trattarsi di un elemento dell'idrografia minore che sfruttava un percorso del Brenta ormai non più attivo. Il ramo occidentale della diramazione di Saonara prosegue prima verso sud in direzione di Brugine e devia poi verso est per Arzergrande dando luogo al dosso omonimo. Una datazione al radiocarbonio, ubicata in prossimità della terminazione settentrionale del dosso di Arzergrande, indica un'età di ripresa della sedimentazione nella piana di esondazione compresa tra 968-544 a.C., che potrebbe quindi corrispondere alle fasi iniziali di formazione del dosso. Evidenze archeologiche attestano la presenza di un fiume di grandi dimensioni, presumibilmente il Brenta, in corrispondenza di questo dosso in epoca romana imperiale (I d.C. - II d.C.).

4. Infine, si presume che il dosso di Stra e la sua prosecuzione per Fusina (dosso di Malcontenta) si siano formati principalmente durante l'ultimo millennio, a seguito dell'avulsione del Brenta all'altezza di Ponte di Brenta (PD), attribuita dalle fonti storiche al 1143 d.C. (BRUNELLO, 1993). L'unica datazione ^{14}C disponibile (BONDESAN *et al.*, 2008), relativa a un limo torboso presente tra 2,10 e 2,35 m di profondità al di sotto del dosso delle Giare, ha fornito una data di 955 ± 55 BP. Questo livello organico è ricoperto da una sequenza che passa verso l'alto da sabbia medio grossolana a sabbia limosa e infine, nell'ultimo metro, a limo sabbioso. Calibrando la data, ciò indica che la ripresa della sedimentazione in facies di canale e la formazione del dosso sarebbero successivi a un momento posto a cavallo tra XI e XII secolo d.C., attribuzione cronostratigrafica del tutto coerente con la data

dell'avulsione del Brenta fornita dai documenti storici. E' da tener presente, comunque, che il dosso delle Giare è una diramazione del dosso di Stra e, quindi, quest'ultimo potrebbe essersi formato in un periodo precedente a quello medievale.

7.7. TRA BACCHIGLIONE E ADIGE

7.7.1. La morfologia fluviale

La porzione di territorio provinciale a sud del Bacchiglione è poco estesa, pertanto la sua evoluzione morfologica si comprende appieno solo inserendola nel contesto dell'intera parte di pianura compresa tra Brenta e Po, avvalendosi così di una visione sinottica in cui inserire le varie vicende, sia naturali che dovute all'uomo, che hanno segnato la storia del territorio. Una sintesi siffatta è esposta nel documentato volume di BASSAN *et al.* (1994); altre notizie interessanti sulla storia dell'intero Polesine si trovano in PERETTO (1986).

Il primo elemento idrografico che si incontra in questa parte del territorio veneziano è il Bacchiglione. Il fiume da Pontelongo (PD) scorre, con direzione ONO-ESE, su un dosso poco rilevato, fino a Brenta d'Abba, dove il dosso piega a nord-est, mentre il fiume prosegue, per altri 2,5 km, fino ad affiancarsi al Brenta. A valle di Brenta d'Abba il tracciato del fiume risulta del tutto artificiale, sostanzialmente rettilineo e parallelo a quello del Brenta fino alla confluenza con esso. È evidente, dal tracciato rettilineo

del fiume, l'intervento dell'uomo, che lo ha costretto tra argini artificiali. Non è immediato invece stabilire un rapporto tra il corso d'acqua e il dosso, che il fiume segue in generale; potrebbe essere lo stesso Bacchiglione che ha formato il dosso, ma questo potrebbe anche essere stato creato dal Brenta e poi usurpato dal corso d'acqua minore. Non si può nemmeno escludere, anche se appare meno probabile, che questo sia stato un vecchio tracciato dell'Adige. La carta dei *Principali lineamenti morfologici* allegata al testo di BASSAN *et al.* (1994) mostra come questo dosso possa essere messo in relazione con percorsi fluviali provenienti da nord e da nord-est, ma anche, se pur con una vistosa interruzione, con il percorso atesino che da Pernumia si snoda verso ovest passando poco a nord di Terrassa Padovana e di Arzercavalli.

A sud del Bacchiglione si trova un altro dosso ben rilevato, che compare nella carta provenendo da ovest, da Candiana (PD), e si biforca in due estensioni che sfumano in dossi poco rilevati lunghi circa 1,5 km. Essi costituiscono la terminazione occidentale di un pronunciato dosso atesino che si segue da Pernumia per San Pietro Viminario, Conselve e Arre (PD). Il dosso segna uno dei tracciati dell'Adige d'Este detto Togisone (poi Viginzone), che defluiva verso est e sfociava a Choggia (BASSAN *et al.*, 1994). Entrambe le terminazioni sembrano indicare il tracciato di corsi d'acqua che si innestavano sul dosso padano che da Agna, per Frapiero e Villa del Bosco, va a Conca d'Albero (Fig. 7.11).



Fig. 7.11 - Le principali direttrici di deflusso a sud del Bacchiglione.

Legenda: 1) dossi di Adige e Po; 2) limite provinciale; 3) principali direttrici di deflusso; 4) antiche linee di costa e sistemi di apparati deltizi.

A un tracciato dello stesso Adige d'Este sembra logico ascrivere il dosso poco pronunciato, discontinuo e sottile che da San Prosdocimo va a nord-est fino allo Scolo Altopiano, qui piega a sud-est seguendo lo Scolo Paltana e a Conca d'Albero si congiunge con il dosso di un ramo padano. Si ritiene¹¹ che questi corsi d'acqua, legati all'Adige d'Este, siano stati attivi già nella media età del bronzo, o forse precedentemente (MARCOLONGO & ZAFFANELLA, 1987). Si sarebbero poi disattivati a seguito della rotta della Cucca, nel 589. Si attribuisce invece al sistema Brenta-Bacchiglione il dosso, lungo circa due chilometri, a sud-ovest di Pontelongo che con direzione meridiana dallo Scolo Paltana scende verso il tracciato sopra descritto dell'Adige d'Este. Alla forma corrisponde un affioramento di sabbie che lo congiunge con il dosso passante per Pontelongo.

Nel triangolo compreso tra il limite occidentale della carta, il corso del Bacchiglione e il dosso settentrionale del Po si trovano tracce discontinue di corsi d'acqua minori, che probabilmente risalgono a periodi nei quali il territorio era occupato da paludi o zone umide. Aree depresse si trovano tra Correzzola e Villa del Bosco (PD).

Più a sud si trovano due dossi ben evidenti, entrambi provenienti da Agna (PD) e diretti a nord-est: il primo passa per Canale San Felice e, portatosi a nord dello Scolo Mira, arriva a Conca d'Albero; il secondo arriva parimenti a Conca d'Albero con un percorso più meridionale, che da Agna passa per Cona e Pegolotte (Fig. 7.11).

Il dosso prosegue poi a NNE fin quasi a Brenta d'Abba. Questi due dossi sono riferiti al ramo più settentrionale del Po (CASTIGLIONI, 1978), attivo nell'età del Bronzo (nel periodo IX-III secolo a.C.) e probabilmente parzialmente insabbiato durante il periodo romano (PERETTO, 1986)¹². Tra i due dossi si individuano piccoli bacini e le tracce di alcuni paleoalvei, tra i quali uno particolarmente sviluppato a ovest di Pegolotte. È possibile che il Po defluisse anche lungo alcuni percorsi volti maggiormente a est. Uno di questi potrebbe essere marcato dalle aree sabbiose che si osservano a est di Pegolotte per Cantarana e Cive, ma questo eventuale tracciato è privo di riscontri morfologici. Maggiore continuità ed evidenza ha invece una traccia sinuosa che si stacca dal dosso a Conetta, passa per l'idrovora Tassi e prosegue verso est fino all'altezza di Motta Molara, poi si volge a nord-est verso Cive, suddividendosi in vari rami. Per alcuni tratti questo paleoalveo presenta anche un modesto risalto morfologico.

Il territorio compreso tra il ramo del Po di Agna e l'Adige attuale si presenta come un'area complessivamente depressa, a drenaggio difficile. Le tracce relative al periodo romano mostrano una utilizzazione del territorio per l'agricoltura, ma è probabile che nell'alto medioevo le condizioni siano peggiorate. Le prime opere di bonifica furono eseguite dai monaci benedettini nella zona di Cona nel XII secolo (BASSAN *et*

al., 1994), ma nelle carte storiche sei-settecentesche risultano ancora stagni a nord di Cavarzere, lungo la fossa della Rotta Nova. La "*Nouvelle Carte du Territoire de Polesine*" del 1780 segnala la presenza di un piccolo lago a nord di Rottanova. Lavori di bonifica furono eseguiti nel 1854; nel 1862 venne prosciugato il Foresto (BASSAN *et al.*, 1994). L'area è attraversata da alcuni importanti canali di bonifica, i maggiori dei quali possono essere considerati veri fiumi canalizzati: tra questi il Canale Rebosola, il Canale dei Cuori e il Gorzone. Quest'ultimo nel 1500 funzionava come diversivo dell'Adige, che scaricava le piene attraverso la Rotta Sabadina (ZUNICA, 1987). I tracciati di questi canali sono completamente determinati dall'uomo e indipendenti dalla morfologia dell'area, esclusi forse un segmento del Gorzone e uno del Canale Nuovo dei Cuori, che a nord di San Pietro di Cavarzere seguono qualche tratto di paleoalvei.

Tutta l'area presenta diffuse tracce di paleoalvei, che disegnano una contorta rete di corsi d'acqua che si intersecano, senza mostrare una direzione prevalente. Particolarmente interessante è la fascia compresa tra il Canale dei Cuori e l'Adige a nord di Cavarzere. Qui si osserva un fitto intreccio di paleoalvei anastomotici ben delineati, che corrispondono probabilmente a canali impostatisi su aree paludose e forse legati a rotte apertesi sulla sinistra dell'Adige.

La notevole estensione di suoli organici presenti a est della linea meridiana da Cantarana a Cavarzere si spiega proprio con la grande estensione delle paludi e delle zone umide che si verificò dall'alto medioevo all'età moderna. Gli impaludamenti che seguirono lo sfruttamento del territorio da parte dei romani si spiegano sia con la carente competenza che all'epoca si aveva nella gestione idraulica dei corsi d'acqua, sia con l'effetto dell'innalzamento del livello marino e della concomitante subsidenza (CARBOGNIN & TOSI, 2003). BORGIA *et al.* (1982) riporta per Adria una subsidenza di 33 cm tra il 1884 e il 1950, corrispondente a una velocità media di 5,1 mm/a, che ben giustifica la difficoltà di drenaggio riscontrata nella fascia costiera della pianura. Una accelerazione della velocità di subsidenza è stata verificata negli anni seguenti a seguito di estrazione di fluidi dal sottosuolo (per lo sfruttamento del metano) e delle opere di bonifica.

L'Adige scorre su un dosso ben individuato dal suo ingresso nel territorio della provincia sino a San Pietro di Cavarzere. Il percorso odierno dell'Adige è quello che esso prese, come concordano gli studiosi, con la rotta della Cucca, presso Albaredo (VR), probabilmente nel 589, come riporta Paolo Diacono. Questo tracciato non fu privo di inconvenienti, come testimoniano le cronache delle molte rotte ed esondazioni. Sulla carta sono riportate le tracce che ancora conservano evidenza di rotte avvenute sia in sinistra che in destra. La traccia più evidente è quella di Rottanova, cui si accompagna un breve dosso fluviale biforcuto

¹² Vedi anche i capitoli 2 "Profilo storico" e 3 "Geoarcheologia".

orientato verso nord-est. L'alveo era in origine più sinuoso di quanto lo è attualmente. Particolarmente evidenti sono le anse tagliate di Viola e Pizzon. Esse appaiono ancora attive ma tagliate artificialmente in una carta di Carlantonio Baldo del 1769, che fa risalire il taglio a dieci anni prima. Un meandro rettificato è visibile a monte di Cavanella d'Adige; dalla prima ansa si diparte un piccolo ventaglio di rotta. Dal dosso dell'Adige, in corrispondenza dell'abitato di Cavarzere si dipartono verso sud due protuberanze, la maggiore delle quali segue lo Scolo Tartaro prima di biforcarsi in due rami volti rispettivamente a sud e a sud-est. L'osservazione della citata carta del Baldo rivela che qui si intestavano due diversivi dell'Adige che confluivano nello Scolo Tartaro, indicato nella carta del Baldo come Canal Tartaro, poi detto Canal d'Ose, indi Oselin. L'Oselin attraversa un'area tra due depressioni; in corrispondenza di quella più occidentale nella carta del Polesine di Rovigo di Santo Astolfi del 1733 è riportato uno stagno, indicato con l'idronimo di Lago Anguggiaro; nella stessa posizione la "*Nouvelle Carte du Territoire de Polesine*" del 1780 segna un Lago Agugiario.

L'elemento morfologico più evidente della parte meridionale della carta è un dosso fluviale sinuoso allungato da ovest a est, cui corrisponde una fascia di sabbie più lunga ed estesa del dosso stesso. Esso corrisponde verosimilmente a uno dei rami secondari del Po di Adria. Il piccolo ventaglio di esondazione riportato sulla carta in sua corrispondenza è una forma posteriore, legata probabilmente a un corso d'acqua sottodimensionato che ha sfruttato l'alveo abbandonato dalla corrente principale del Po. Più problematica appare l'attribuzione della traccia fluviale, priva di risalto morfologico, lungo la quale è tracciato lo Scolo Botta, a un più settentrionale ramo del Po di Adria, anche se la cosa non si può escludere. Probabilmente questo paleoalveo è dovuto ad attività più recente di un corso d'acqua che divagava in una area divenuta paludosa dal medioevo in poi. Una rete di tracce simili si trova tra lo Scolo Botta e il paleoalveo del Po di Adria. Che questa zona sia divenuta area umida dal medioevo mentre precedentemente era bonificata si evince dalla presenza di tracce di centuriazione riportate sulla carta tra Botta e Borgo Santa Maria.

A sud del paleoalveo del Po di Adria si trovano aree con suoli organici: qui, nella zona dell'ex Tenuta Grignella, vi era palude nel 1833, mentre la carta del Baldo riporta in questa posizione uno stagno con l'idronimo di Lago Oriondo.

7.7.2. La morfologia litorale

Una indicazione sulla posizione raggiunta dal mare durante la massima ingressione olocenica è data da BASSAN *et al.* (1994) che riportano i risultati di sondaggi eseguiti lungo l'Adige e più a sud. Questi testimoniano la presenza di sedimenti lagunari, a sud dell'Adige, lungo una linea che va da Piantazza,

appena a est di Cavarzere, sino al Naviglio Adigetto a est di Pasetto. Sabbie litorali sono state trovate in sondaggi eseguiti più a oriente, lungo una fascia che da Corte Fracasso, a nord di Boscochiario, passa per Martinelle, il Traversagno, Acquamarza, Podere San Giovanni e arriva al Podere Santa Lucia, a NNE di Grignella. A est di Grignella sabbie litorali sono state trovate al Podere Santa Rosa, al Fienile Nuovo e a Forcarigoli. A nord dell'Adige, secondo FAVERO & SERANDREI BARBERO (1980) e BONDESAN *et al.* (2001), l'ingressione marina arrivò a una linea che da est di Cavarzere con direzione NNE passa per Cive e Canale Colombara per poi entrare in laguna.

La testimonianza superficiale più orientale di apparati litorali potrebbe essere data da due tracce di cordoni litorali spianati che sono stati individuati mediante telerilevamento tra il Gorzone e il Canale dei Cuori, a nord di San Gaetano. Sono due cordoni ben distinti, situati a distanza di 200 m uno dall'altro, lunghi poco più di un chilometro e allungati in direzione ENE-OSO; non sembrano perciò far parte dell'esteso corpo sedimentario litorale individuato più a est.

La prima fascia di sedimenti litoranei ampiamente estesa è rappresentata da un cordone complesso, largo da 350 a 750 metri circa, che si estende da Motta Palazzetto a Bebbe; qui è interrotto dalla fascia di sedimenti organici presso l'Adige, ma riprende a sud del fiume allungandosi sino a Ca' Negra bassa e Provvidenza. Secondo vari Autori questo cordone, si sarebbe formato nell'età del bronzo. Più a est, e accostati a questo primo cordone se ne trovano altri che, pur spianati, formano un insieme ben distinto. Essi vanno aprendosi da nord a sud, così che l'estremo sud-orientale punta verso Cavanella d'Adige, senza raggiungerlo. La disposizione di questi cordoni suggerisce che si tratti dell'ala sinistra di un delta con foce ubicata all'incirca in corrispondenza dell'Adige attuale. Dalle evidenze archeologiche risulta che questo apparato sia di età posteriore all'XI sec. a.C. La traccia di un paleoalveo, che a est di Dolfina interseca il Gorzone e scende, con direzione quasi meridiana, a Cavanella d'Adige, separa i cordoni descritti da quelli dell'apparato più orientale, che vanno aprendosi verso nord e che con varie propaggini arrivano al Canale di Valle. Sulla carta questo complesso, costituito da forme spianate, è stato diviso in una parte occidentale meno definita e una orientale con cordoni ben distinti. Dalla disposizione topografica sembrano legati a una foce ubicata in posizione settentrionale, forse dove attualmente è tracciato il Gorzone. Alcuni cordoni, disposti su tre file a nord del Gorzone, suggeriscono tuttavia una foce ancora più a nord. Essi sono intersecati dal paleoalveo del Brentone vecchio, che rappresenta probabilmente il percorso più meridionale del fiume in questa area. A est del Canale di Valle, che sul suo lato occidentale mostra l'evidenza di una fascia di piccoli ventagli d'esondazione, si trova un apparato litorale che si va allargando da nord a sud, tra Sant'Anna e il Bosco Nordio. Qui si sono

conservate dune con un rilievo fino a 6 m (CASTIGLIONI, 2001). Questo apparato, secondo MARCOLONGO & ZAFFANELLA (1987) è di epoca greco-etrusca. Segue l'apparato di dune dell'area di Sottomarina, legate al cospicuo avanzamento della linea di costa verificatosi dal Rinascimento. A sud dell'attuale tratto terminale del Brenta è visibile l'ampia ansa semicircolare che il fiume descriveva fino al 1839 (ZUNICA, 1969). A est in essa confluiva un ramo dell'Adige volto a nord, che separava l'isola Bacucco (ora Isola Verde).

7.8. LA LAGUNA SUD

7.8.1. L'assetto geomorfologico dell'area

I primi dati riguardanti la formazione del settore meridionale della laguna di Venezia sono riassunti nel lavoro di FAVERO & SERANDREI BARBERO (1980). Gli Autori, attraverso l'analisi di numerosi sondaggi eseguiti all'interno del bacino meridionale, propongono un modello di evoluzione paleoambientale basato sullo studio dei sedimenti olocenici depositatisi in quest'area. La formazione del bacino lagunare sarebbe avvenuta in seguito all'ingressione marina, iniziata alla fine dell'ultimo periodo glaciale würmiano, che raggiunse l'acme verso la metà del periodo Atlantico circa 6000 anni BP; la linea di massima ingressione olocenica viene posizionata a monte dell'attuale linea di costa (A in Fig. 7.12).

Le tracce di questa provvisoria e antica linea non sono visibili in superficie ma sono testimoniate dalla presenza di sabbie di ambiente marino-litorale situate attualmente a circa 7 m di profondità (FAVERO & SERANDREI BARBERO, 1978). Nelle aree retrostanti la linea di massima ingressione si sono formate paludi e torbiere per il susseguirsi di episodi di inondazione e di ristagno delle acque dolci a causa della maggiore difficoltà di drenaggio che si stava instaurando; gli Autori (FAVERO & SERANDREI BARBERO, 1980) ritengono che questi sedimenti palustri si siano depositati in un intervallo di tempo compreso tra 6000 e 5000 anni dal presente. Dopo la massima ingressione marina, a partire dall'Atlantico superiore, inizia una fase di arretramento del mare: in un periodo relativamente breve la linea di costa si porta, intorno a circa 5000 anni fa, fino all'allineamento Motte Cucco - Peta de Bo - Val Grande (B in Fig. 7.12). La migrazione della linea di costa è stata probabilmente favorita dall'apporto di sedimenti da parte del Brenta nel settore meridionale della laguna e, più a sud, da parte dell'Adige e del Po.

7.8.2. Le antiche linee di costa

Nella carta geomorfologica l'antico litorale identificato dall'allineamento Motte Cucco - Peta de Bo - Val Grande è ben rappresentato dal sistema di dune localizzate lungo la direttrice San Pietro di Cavarzere-Motte Cucco-Motta Palazzetto.

All'interno del bacino lagunare attuale, invece, le

tracce dell'antica linea di costa non sono così evidenti. I primi riferimenti alla probabile presenza di un vecchio lido nel settore sud della laguna si trovano in un lavoro di ZUNICA (1974), il quale attraverso l'analisi della cartografia storica ipotizza la correlazione tra una estesa lingua di terra emergente situata nel bacino lagunare di Chioggia e il più vecchio dei cordoni dunosi che corrono alle spalle del delta del Po. Per verificare questa ipotesi nella carta geomorfologica sono stati riportati alcuni elementi desunti dalla cartografia storica e in particolare il margine interno della laguna tratto da una carta del 1534 di Nicolò dal Cortivo, elaborata da CISOTTO (1968). Nel settore situato nei pressi della Valle della Dolce, a ovest di Chioggia, il margine interno lagunare del XVI secolo individua una forma allungata in direzione NNE-SSO, rappresentata da terre in quel periodo emerse. Tale lingua di terra è separata in due parti dall'antico "Canal de Aseo", e la porzione situata più a nord si congiunge con una antica foce del fiume Brenta. Questo elemento morfologico è stato interpretato come una porzione dell'antico cordone litoraneo corrispondente alla prosecuzione dell'allineamento di cordoni dunosi posti più a sud tra Motta Palazzetto e San Pietro di Cavarzere. All'interno del bacino lagunare attualmente è riconoscibile solo una piccola parte dell'antico cordone litoraneo, rappresentata dall'odierna barena di Ca' Manzo (denominata "Vecchia Valle dell'Aseo" nella carta del 1534). La porzione situata più a sud è stata probabilmente sommersa e rimodellata dal Brenta che in questa area ha formato un ampio delta tra il 1840 e il 1896 (l'attuale Bonifica Delta Brenta). Mediante l'analisi da telerilevamento eseguita da A. LEZZIERO e S. MAGRI di immagini del satellite IKONOS, che ha effettuato la copertura completa del bacino scolante durante il periodo giugno/luglio 2001, sono state individuate, all'interno della laguna, alcune anomalie lineari interpretate come colonizzazioni di fanerogame. Queste anomalie sono situate alla sommità di un alto morfologico allungato (confermato dalla carta del microrilievo del fondo lagunare), costituito da un potente strato di sabbie. Tale alto morfologico è localizzato nel settore lagunare a nord di Chioggia, presso Vallesello sopra Vento, e nella carta geomorfologica è stato identificato con il simbolo di "cordone litoraneo antico desunto da immagini satellitari".

Sempre all'interno del bacino lagunare, ma in un settore più settentrionale, un'antica linea di costa rilevata da E. CANAL attraverso il campionamento e lo studio di numerosi campioni di sabbia, è stata rappresentata nella carta geomorfologica con il simbolo di "cordone litoraneo antico desunto da rilevamento".

I vari elementi sopra descritti, riconosciuti attraverso l'utilizzo di tre diverse metodologie (cartografia storica, telerilevamento e rilevamento di superficie) hanno permesso di cartografare in dettaglio l'antico cordone litoraneo già individuato in profondità da FAVERO & SERANDREI BARBERO (1980).

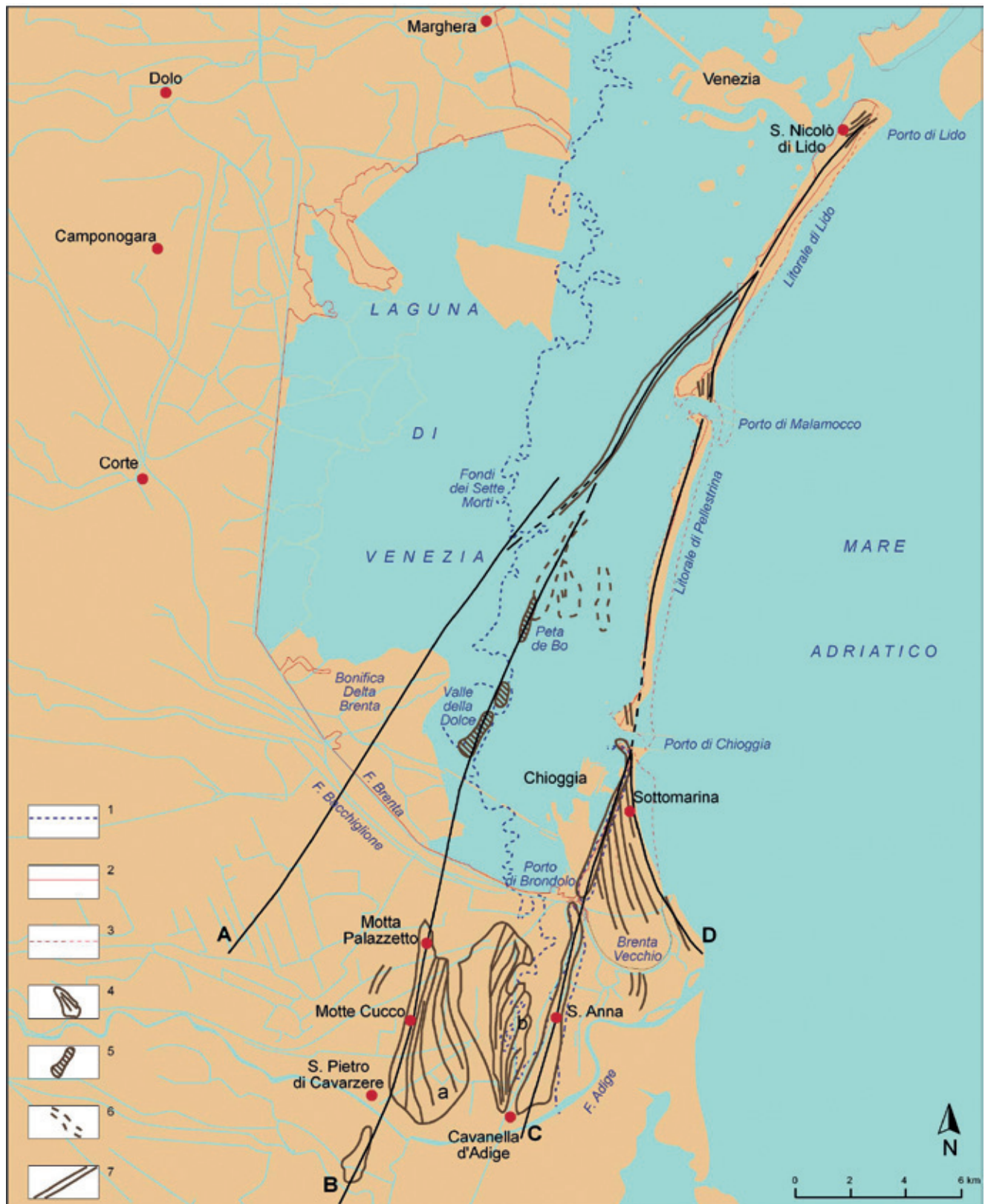


Fig. 7.12 - Le variazioni della linea di costa nel settore meridionale della laguna di Venezia.

Legenda: linea A: limite della massima ingressione olocenica, tratto da FAVERO & SERANDREI BARBERO, 1980; linea B: linea di costa San Pietro di Cavarzere - Motte Cucco - Motta Palazzetto - Peta de Bo; linea C: linea di costa Cavanella d'Adige - Sant'Anna - Chioggia; linea D: linea di costa attuale; 1) e 2) margine interno lagunare e linea di costa desunti da cartografia storica, secolo XVI (1) e secolo XVIII (2); 3) limite della spiaggia intertidale desunto da cartografia storica (anno 1763); 4) cordone litoraneo e complesso dunoso fossile spianato o rilevato; cordone litoraneo antico desunto da: 5) cartografia storica, 6) immagini satellitari, 7) rilevamento (E. Canal); "a" e "b": antichi apparati deltizi.

A monte di questa antica linea di costa si sono formate le prime lagune: a partire da circa 5000 anni fa si assiste al graduale sviluppo dei bacini lagunari, favorito principalmente dalla stabilità della linea di costa e dal fatto che alle spalle del cordone litoraneo vi erano settori non direttamente interessati dagli apporti clastici dei fiumi (FAVERO & SERANDREI BARBERO, 1980). A partire dalle prime fasi di formazione dell'ambiente lagunare fino alla fine del periodo Atlantico, momento in cui la laguna ha raggiunto la sua massima espansione verso terra, il Brenta continuava a influenzare solo l'estremità meridionale del bacino. In un sondaggio ubicato nei pressi della località Fogolana sono state rilevate sabbie grossolane e ghiaie fini a circa 3,5 m di profondità, attribuite a un percorso del Brenta datato intorno a 5000 anni BP (FAVERO & SERANDREI BARBERO, 1980). Anche all'interno del bacino lagunare tra Valle Millecampi e Conche (presso Ca' Boschettona) è stato individuato un antico alveo sepolto del Brenta, attivo durante l'Olocene (BASSAN *et al.*, 1994).

Nel settore di pianura posto più a sud compreso tra Adige e Brenta, alle spalle della linea di costa San Pietro di Cavarzere-Motta Palazzetto, si estendeva l'antica laguna di Motte Cucco successivamente scomparsa a causa dell'intenso apporto di sedimenti sabbiosi che hanno riempito parte del bacino e favorito la ripresa dell'avanzamento della linea di costa (FAVERO, 1983).

Nella carta geomorfologica tra San Pietro di Cavarzere e Cavanella d'Adige sono ben espressi due sistemi di cordoni dunosi ("A" e "B" in Fig. 7.12) che FAVERO & SERANDREI BARBERO (1978) identificano come apparati deltizi del fiume Po. Il primo dei due sistemi, infatti, sembra essere l'ala sinistra di un delta bialare con foce nella zona dell'attuale corso dell'Adige, mentre il secondo sembra essere l'ala destra di un altro delta, successivo al primo, con foce posta in corrispondenza dell'antico Porto di Brondolo. La formazione di questi due apparati deltizi potrebbe aver causato il rapido spostamento della linea di costa avvenuta tra 2800 e 2500 anni fa. Infatti i cordoni sabbiosi posti lungo la direttrice Cavanella d'Adige-Sant'Anna-Chioggia (C in Fig. 7.12) sono stati collegati da FAVERO & SERANDREI BARBERO (1978) a una linea di costa di età "etrusca", sulla quale si trova l'abitato di Spina (RA), e a un precedente cordone di età "pre-etrusca" identificati da CIABATTI (1967). Questi cordoni, situati a oriente del Canale di Valle, sono costituiti da una serie di allineamenti sabbiosi paralleli e molto vicini tra loro che testimoniano un lungo periodo di stabilizzazione del litorale in quest'area; in particolare sono stati riferiti, partendo da ovest verso est, al IV secolo a.C., al III secolo d.C. e al X secolo d.C. (CARBOGNIN & TOSI, 2003). In tempi successivi, da Chioggia la linea di costa si raccordò con San Nicolò di Lido per l'emersione di scanni costieri formati dalle sabbie del Brenta e poi del Piave, che divennero i lidi di Pellestrina e di Malamocco, più avanzati verso mare rispetto alla costa più antica (FAVERO, PAROLINI & SCATTOLIN, 1988).

Dato che i due sistemi deltizi vengono attribuiti al Po, ne consegue che il fiume padano si trovava, in questo periodo, più a nord dell'attuale percorso. Il dosso che passa per Agna-Cona-Pegolotte-Conca d'Albero (Fig. 7.11) è stato infatti definito come il ramo più settentrionale di questo fiume, sicuramente attivo in età preistorica e probabilmente anche in età protostorica (CASTIGLIONI, 1978).

Oltre al Po anche il fiume Adige ha contribuito con le sue alluvioni alla chiusura dell'antico bacino lagunare di Motte Cucco. In ZOLETTO (1991) viene riportata la datazione ^{14}C (3225 ± 90 BP) di un tronco fluitato da corrente fluviale inglobato in sedimenti sabbiosi dell'Adige, campionato nella cava di San Siro; l'area si trova alla sommità di un dosso che a partire da Monselice, attraverso Bagnoli, arriva fino ad Agna (Fig. 7.11). Anche in un sondaggio effettuato a Ca' Borsetto, località situata nei pressi di un paleoalveo posto in continuità con il dosso fluviale sopra descritto, sono state riscontrate in profondità delle sabbie grigio-rossastre a grana medio-fine attribuite a un antico corso dell'Adige (FAVERO & SERANDREI BARBERO, 1978). ZANETTIN (1955) precisa che prima della rotta della Cucca, avvenuta nel 589 d.C., l'Adige avrebbe seguito la linea Este - Arre - Pontecasale - Villa del Bosco per immettersi nella laguna di Chioggia; aggiunge inoltre che una diversione di questo fiume si sarebbe avuta per Agna fino a Brondolo. La direttrice che a partire da Monselice (PD) arrivava fino a Agna attraverso Bagnoli e San Siro risulterebbe, quindi, un antico percorso dell'Adige attivo circa 3200 anni fa; così come la fascia continua di sabbie grossolane d'Adige rilevata da ZANETTIN (1955) lungo la linea Pontecasale-Candiana-Villa del Bosco-Conca d'Albero corrisponderebbe a un antico alveo di questo fiume, il quale proseguendo lungo l'antico corso del Brentone, attraverso Cive e Ca' Bianca, giungeva fino a Brondolo (FAVERO & SERANDREI BARBERO, 1978).

7.8.3. Le forme e i depositi fluviali del Brenta nel bacino di Chioggia

Al percorso odierno del Brenta a nord di Padova secondo BASSAN *et al.*, (1994) sono collegati i dossi fluviali che si diramano da quest'ultimo a valle di Noventa Padovana. Dopo aver oltrepassato la zona di Camin (Fig. 7.10) l'ampio dosso di Noventa Padovana si divide in due percorsi principali, uno dei quali si dirige verso la direttrice Legnaro-Polverara e prosegue nel Canale di Pontelongo probabilmente confluenndo negli antichi percorsi dell'Adige; l'altro segue la direzione di Saonara-San Angelo-Brugine e devia verso est passando per Arzergrande e Codevigo. Secondo BASSAN *et al.* (1994) il percorso fluviale del Brenta da Carturo a Camin era attivo in epoca ben precedente alla medievale rotta della Frivola; lo confermerebbero datazioni assolute e evidenze archeologiche come, ad esempio, il ponte di epoca romana rinvenuto nei pressi di Camin (PESAVENTO MATTIOLI, 1986). L'Autore, inoltre, ritiene probabile che questi antichi tracciati

corrispondano ai “*Medoaci duo*” citati da PLINIO. A partire da Codevigo l'ampio dosso sabbioso che passa per Arzergrande si divide in due rami: il primo risale verso Rosara e si immette in laguna nei pressi del Casone della Morosina; il secondo prosegue verso sud-est fino all'antica località Fogolana. In una carta di Domenico Vagioli del 1610, rappresentante il settore lagunare attualmente occupato dalla Bonifica Delta Brenta, si possono riconoscere alcune forme rilevate identificate con il nome di “dosso”. A partire da sud si individua il “dosso dell'Inferno” nei pressi dell'antico Canale di Montalbano, il “dosso del Bosco Scuro” in corrispondenza della località Fogolana, il “dosso del Agugiaro”, il cui primo tratto coincide con il Canale Scirocchetto e devia poi verso est, e infine il “dosso del Bosco”. È da notare che, escludendo una piccola porzione del “dosso del Agugiaro”, all'interno di queste forme non è presente un corso d'acqua attivo e che esse sono localizzate a monte del margine interno lagunare del 1534 separate tra loro da paludi e canneti. Nel lavoro di ZUNICA (1974) viene riportata una carta del Denaix del 1810, in cui gli stessi dossi appaiono ancora emersi ma localizzati all'interno della laguna viva separati da laghi e valli; anche ZUNICA (1974) identifica questo settore come un ambiente relitto derivato dagli apparati di sbocco dei più antichi corsi d'acqua sfocianti in laguna. Attualmente la Bonifica Delta Brenta ha coperto e livellato le antiche forme rilevate; solo nei pressi del Passo della Fogolana si riconosce una zona ancora adesso leggermente rialzata. Nella carta geomorfologica sono stati riportati i “dossi desunti dalla cartografia storica”; le barene e le velme a essi associate, presso Ca' delle Sacche e Casone della Morosina, sono state interpretate come forme residuali di dossi fluviali ora in laguna.

7.8.4. Le forme e i depositi fluviali del Brenta nel bacino di Malamocco

Il settore sud del bacino di Malamocco

Nel settore compreso tra il confine con la provincia di Padova e il Naviglio Brenta, a ridosso del Taglio Nuovissimo, si estende un'area costituita da ampie superfici poste sotto il livello del mare corrispondenti alle paludi che anticamente delimitavano il bacino lagunare (FAVERO, 1991). Le diramazioni fluviali, che si staccano dall'antico percorso del Brenta passante per Saonara-San Angelo-Brugine, interrompono la continuità tra le ampie zone depresse che caratterizzano quest'area. Si osservano infatti numerosi dossi, a volte poco pronunciati, alcuni dei quali corrispondono ad antiche divagazioni del Brenta, altri invece corrispondono, più semplicemente, a rotte e a canali di esondazione. Procedendo da sud verso nord (Fig. 7.10) si osserva la diramazione che da San Angelo prosegue verso Campolongo Maggiore e Corte (dosso di Campolongo) oppure verso Boion fino a Lova (dosso di Boion); quella da Vigonovo verso Premaore (dosso di Vigonovo), e da Tombelle verso Fossò, Camponogara (dosso di Fossò), proseguendo

probabilmente verso Campagna Lupia fino ad arrivare a Lova nei pressi del margine lagunare (dosso di Campagna Lupia).

Un piccolo corso d'acqua indicato con il nome di Rio Cornio e Scolo Brentella - Cornio attraversa il territorio posto a nord di Piove di Sacco da Vigonovo fino al margine lagunare. L'abbondanza dei resti archeologici ritrovati lungo il suo percorso ha portato numerosi Autori a identificare il Cornio come il *Medoaco* dei tempi romani quando questo sfociava in mare per il Porto di Malamocco (BRUNELLO, 1993). Ma secondo FAVERO (1991) il Cornio è molto più simile agli elementi della rete idrografica minore, che nascono da risorgiva o che sono alimentati da piogge che cadono sulla pianura: meno soggetti alle rovinose piene dei fiumi alpini, conservano tracce di millenni di attività svolte dall'uomo lungo le loro rive; una imbarcazione monossile, ad esempio, è stata rinvenuta lungo l'alveo di questo piccolo corso d'acqua nei pressi di Lova nel 1880 ed è stata datata da LEONARDI (1941) all'età preistorica o protostorica.

Tali percorsi fluviali hanno comunque contribuito alla chiusura di questa parte di bacino lagunare, di cui non si conosce la massima espansione raggiunta, ma che sicuramente nel passato è stato occupato da paludi di acqua dolce e da torbiere come evidenziato nella documentazione cartografica del XVI secolo. Nella carta geomorfologica il limite di queste aree di ambiente dulcicolo è indicato dalla linea corrispondente al margine interno lagunare desunto dalla carta di Nicolò dal Cortivo del 1534.

La zona situata all'interno del perimetro lagunare compresa tra il Porto Industriale di Marghera e la Bonifica Delta Brenta è infatti caratterizzata dalla presenza di aree barenicole identificate nella carta geomorfologica come “barene su sedimenti di ambiente palustre di acqua dolce”. Si tratta di barene formatesi per ingressione marina su torbe e argille palustri che, a loro volta, si erano instaurate in un ambiente già invaso dalle acque salate (indicatori di ambiente lagunare sono stati infatti riscontrati nei sedimenti sottostanti quelli di ambiente dulcicolo; FAVERO & SERANDREI BARBERO, 1983). La successiva estromissione dei fiumi operata nel tempo dai veneziani ha portato alla reingressione delle acque marine fino all'argine di conterminazione lagunare attuale e la formazione delle barene è avvenuta in seguito all'insediarsi della vegetazione alofila nella zona intertidale e subtidale (ALBANI, FAVERO & SERANDREI BARBERO, 1983). Questo tipo di barene, definite da FAVERO & SERANDREI BARBERO (1983) come “residuo di ambiente dulcicolo”, è destinato alla graduale sommersione e all'erosione a causa dell'estrema compressibilità e disaggregabilità del sedimento torboso e argilloso che forma il substrato stesso della barena. Questa tendenza evolutiva è inoltre accentuata dalla esposizione alle mareggiate legate ai venti di bora e di scirocco o, localmente, dal gioco delle correnti di marea e, infine, è legata alla attuale scarsità di apporti

clastici da parte dei fiumi (ALBANI, FAVERO & SERANDREI BARBERO, 1983; FAVERO & SERANDREI BARBERO, 1983). Le barene situate all'interno dell'area delle valli da pesca (Valle dell'Averso, Valle Figheri, Valle Morosina tra le maggiori) denotano, al contrario, una tendenza evolutiva verso l'accrescimento dei margini. È probabile che l'isolamento di queste aree legato alla presenza degli argini delle valli da pesca abbia causato l'interruzione dei processi tipici dell'ambiente lagunare i quali, al contrario, portano alla graduale erosione delle barene localizzate all'interno della laguna viva.

Il settore nord del bacino di Malamocco

Anche il settore del bacino meridionale della laguna posto più a nord subì importanti modifiche a seguito della migrazione verso est della linea di costa iniziata nella prima parte del periodo Subatlantico: la laguna si estese notevolmente verso mare ma, contemporaneamente, la presenza di torbe e di argille palustri intercalate ai depositi di ambiente lagunare testimonia una massiccia invasione da parte delle acque dolci (FAVERO & SERANDREI BARBERO, 1980). In poco più di mille anni, specificano gli Autori, nell'area compresa tra Torson e il margine lagunare e, più a sud, nella zona delle barene di Sacca delle Orae e Fondi dei Sette Morti, i depositi fluviali del Brenta riempirono le depressioni lagunari e formarono una superficie suborizzontale poco sopra al livello delle acque, localmente idonea ad ospitare insediamenti antropici (FAVERO & SERANDREI BARBERO, 1980). Questo processo ha un preciso riferimento cronologico in quanto due campioni di torba, prelevati in quest'area poco lontano dal sondaggio Torson (Fig. 7.10), hanno evidenziato un'età corrispondente a 1730 ± 80 (età calibrata 89-531 d.C.) e 1140 ± 80 (età calibrata 688-1025 d.C.) anni a ^{14}C BP (PIRAZZOLI *et al.*, 1979), e alcuni resti di tronchi trovati nelle torbe a 1 m di profondità vicino al sondaggio Bondante (Fig. 7.10) sono stati datati da 1515 a 1145 anni fa (MARCELLO & SPADA, 1968; ARENA, 1959). Considerando il fatto che al di sotto delle torbe si trovano limi e argille palustri con spessori da 0,5 a 1 metro a diretto contatto con i sedimenti lagunari, è probabile che già in epoca romana il Brenta defluisse verso il Bacino di Malamocco dopo aver abbandonato i percorsi che da Noventa Padovana e da Camin lo portavano verso sud (FAVERO, 1991).

Osservando in dettaglio l'area compresa tra la Brenta Secca e il Canale Bondante di Sotto si nota una alternanza di alti e bassi morfologici. Partendo da sudovest verso nordest si individuano infatti delle aree che si trovano a quote superiori allo zero; in particolare il dosso di Lugo, il dosso delle Giare e le aree barenicole attraversate dai canali lagunari come il Laroncello, il Volpadeo e l'Avesa, dei quali nella carta geomorfologica è riportato l'antico tracciato ripreso dalle carte storiche del XVI e XVII secolo. Le zone depresse sono rappresentate dalle valli (Valle Maina e Serraglia) e dai laghi (Lago Stradoni, Lago

dei Teneri, Lago del Morto e della Stella). È da notare che il toponimo "lago" nella terminologia lagunare è frequentemente associato a zone che si trovano in prossimità della foce di un fiume. L'insieme di questi elementi fa pensare a un ambiente di delta fluviale endolagunare legato alla presenza di un corso d'acqua che, nel passato, ha depositato le sue alluvioni in quest'area riempiendo parzialmente il bacino lagunare (lo dimostrerebbero i depositi palustri spessi un paio di metri rilevati in questo settore da FAVERO & SERANDREI BARBERO, 1980) e i canali lagunari (tra cui i canali Laroncello, Volpadeo e Avesa) rappresenterebbero le antiche direttrici fluviali. Anche il ritrovamento di un insediamento di età romana nell'area barenicola situata tra il Lago dei Teneri e il Lago Stradoni fa pensare alla presenza di terre emerse e localmente idonee all'occupazione antropica. Su questi depositi di ambiente dulcicolo si sarebbero successivamente impostate le barene e le velme attuali a seguito di una nuova ingressione di acque salate (sia per subsidenza che per eustatismo) e dell'estromissione dei fiumi dalla laguna. La costruzione dell'argine di conterminazione lagunare ha infine preservato dall'erosione alcune aree come il dosso delle Giare e il dosso di Lugo che conservano tuttora la forma evidenziata nelle carte del XVIII secolo, mentre le zone esterne all'arginatura hanno subito e tuttora subiscono i processi erosivi che contraddistinguono l'attuale tendenza evolutiva della morfologia lagunare.

7.8.5. Le forme e i depositi fluviali in laguna relativi alle deviazioni artificiali del fiume Brenta dal 1143 ad oggi

Nella carta geomorfologica si individuano i due percorsi che le acque del Brenta seguirono mescolandosi con le acque dei fiumi minori in conseguenza alle numerose rotte avvenute presso Oriago. Il primo di questi percorsi fluviali ha dato luogo al dosso che da Oriago arriva fino all'abitato di Marghera, prosegue poi nel Musone-Bottenigo e sfocia infine in laguna presso le antiche Bocche Grandi di Bottenigo (Fig. 7.13).

Il margine lagunare interno del XVI secolo all'altezza dell'attuale Canale delle Tresse evidenzia una lingua di terra emersa denominata "Punta dei Lovi", toponimo che identifica una forma fluviale di transizione tra gli apparati deltizi, stretti e molto allungati, e gli argini naturali (FAVERO & SERANDREI BARBERO, 1983). È probabile che quest'ultima corrisponda a una delle due foci del Brenta citate da COMEL (1968), in particolare quella situata nei pressi di Santa Marta (A in Fig. 7.13), chiusa dai veneziani nel 1191 nella speranza di rallentare il preoccupante fenomeno di interrimento della laguna. Le acque del Brenta, infatti, defluivano verso la città di Venezia attraverso l'antico "Canal di Botenigo", ora Canale delle Tresse, e si immettevano nel Canale della Giudecca. Fino a questo punto defluivano anche le acque del secondo percorso del Brenta, quello che seguiva l'odierno Naviglio; nei pressi di Oriago, immettendosi nell'alveo di un altro corso

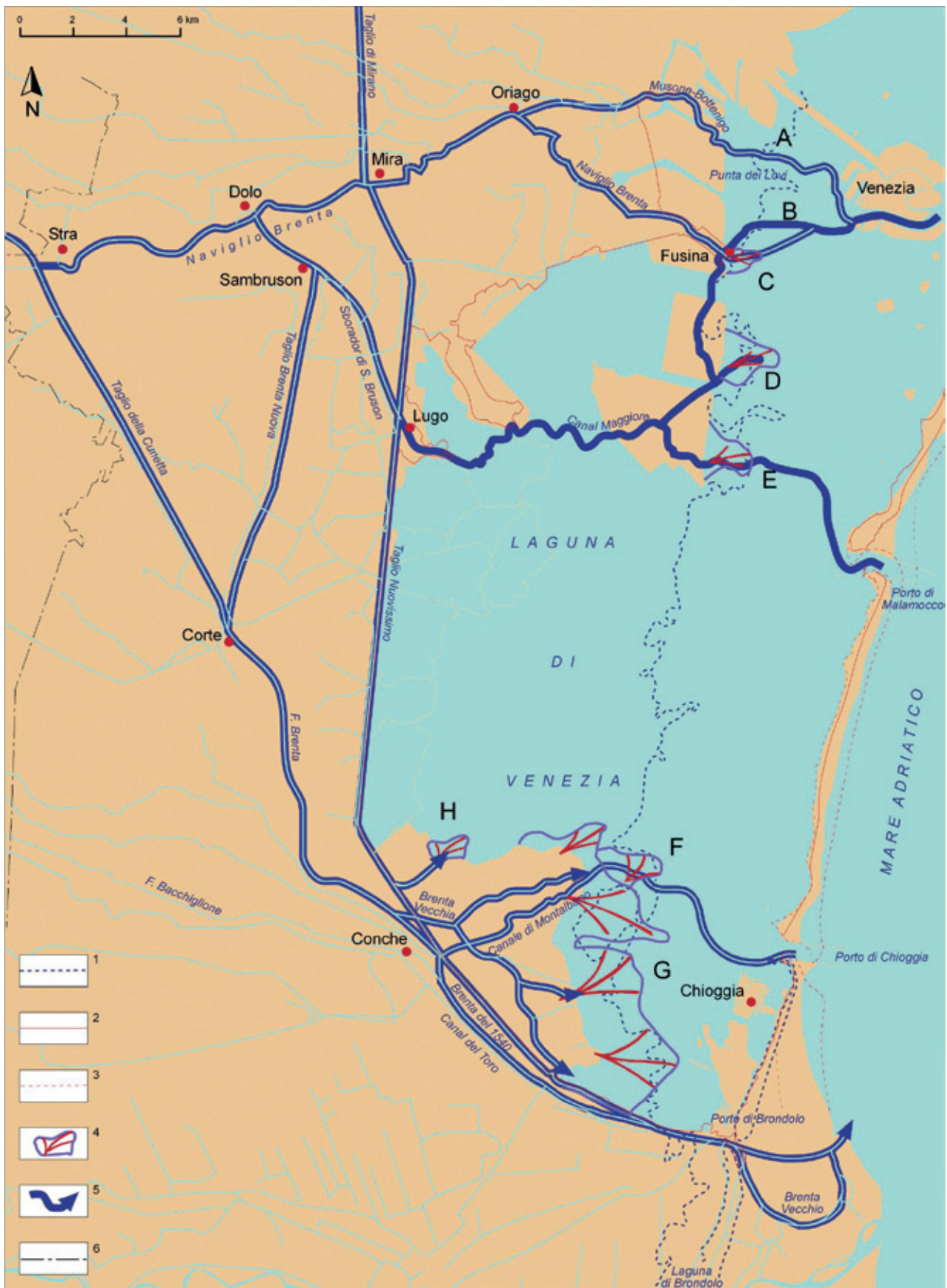


Fig. 7.13 - Le principali direttrici di deflusso oloceniche del Brenta dal 1143 a oggi.

Legenda: margine interno lagunare e linea di costa desunti da cartografia storica: 1) secolo XVI e 2) anno 1763; 3) limite della spiaggia intertidale desunto da cartografia storica (anno 1763); 4) delta fluviali endolagunari (A: Punta dei Lodi; B e C: foce di Fusina; D: foce di Volpago; E: foce del Canal Maggiore; F: foce del Canale di Montalbano; G: Bonifica Delta Brenta; H: foce del Taglio Nuovissimo); 5) direttrici di deflusso; 6) limite della *Carta geomorfologica della provincia di Venezia*.

d'acqua minore (l'antico "fiume Oriago"), il Brenta scaricava le sue torbide in laguna con una ulteriore foce, quella di Fusina (B in Fig. 7.13). Il margine lagunare del 1534 in questo punto non evidenzia grossi protendimenti verso l'interno della laguna; è probabile che le acque del Brenta deviassero verso nord-est e, attraverso un antico canale lagunare riconoscibile forse nell'attuale Canale Vecchio di Fusina, arrivassero a lambire la città di Venezia interessando anche l'Isola di San Giorgio in Alga. La batimetria del fondo lagunare nei pressi di Fusina ha comunque messo in evidenza un alto morfologico, segnalato nella carta geomorfologica con il simbolo di "delta fluviale endolagunare": poiché questo delta non trova riscontro nella carta del XVI secolo è possibile che esso si sia formato in tempi successivi, da quando cioè le acque del Naviglio Brenta si immettono nel Canale della Giudecca attraverso il Canale Nuovo di Fusina (C in Fig. 7.13).

Il nuovo corso del Brenta, che dal 1143 defluiva in direzione di Venezia, aveva reso inabitabile il territorio di San Ilario (antica località situata nei pressi dell'attuale margine lagunare a sud-ovest di Porto Marghera), trasformandolo in un ambiente palustre. Il limite della terraferma continuava lentamente ad avanzare restringendo sempre di più il bacino lagunare, contemporaneamente una quantità sempre maggiore di acqua dolce defluiva verso la città determinando l'impaludamento della laguna e l'avanzare dei canneti (FAVERO *et al.*, 1988); i veneziani decisero di intervenire facendo deviare le acque del Brenta verso sud nel bacino di Malamocco.

Nel 1327 la deviazione venne portata a termine e il Brenta sfociò a Volpego di fronte a San Marco in Bocca Lama (isola scomparsa nel XVII secolo). In corrispondenza dell'antica foce di Volpego sia la batimetria del fondo lagunare sia il margine interno del 1534 evidenziano la presenza di un delta endolagunare (D in Fig. 7.13), testimoniato in superficie dalle attuali Motte di Volpego (piccola area costituita da velme che ancora sopravvivono a ridosso del Canale Malamocco-Marghera).

Nel 1438 la foce di Fusina fu chiusa e da quel momento in poi il deflusso principale del Brenta fu allontanato dal Porto di San Nicolò di Lido. I veneziani, nel tentativo di allontanare ancora di più le alluvioni del Brenta dalla città deviandole verso il Porto di Malamocco, chiusero anche la foce di Volpego. Incanalando il fiume lungo l'antico Canale Corbola, aprirono nel 1452 una nuova foce in corrispondenza del Canale Maggiore di cui, ancora oggi, si trova riscontro in un delta endolagunare (E in Fig. 7.13) evidenziato anche nella carta del 1534.

Nel 1457 venne aperto lo "Sborador di Sambruson" (dove oggi scorre lo Scolo Brenta Secca) mediante il quale le acque del Brenta defluivano fino al Canale di Lugo utilizzando un antico percorso del fiume (MARCHIORI, 1986).

Nel 1507 il Brenta fu incanalato in un alveo artificiale chiamato "Taglio Brenta Nuova" o "Brentone", che at-

traversando Dolo, Corte e Conche portava le acque del fiume nella laguna di Chioggia attraverso il "Canale di Montalbano", usufruito nel passato dal Bacchiglione. In una carta anonima del XVII secolo, infatti, il Canale di Montalbano è denominato "Bachion Vecchio" e si osserva a ovest di Conche il nuovo tracciato del fiume "Bachion Novo", che si collega al "Canal del Toro". Nella carta geomorfologica in corrispondenza dello sbocco dell'antico "Canale di Montalbano" è rappresentato un "delta fluviale endolagunare" messo in evidenza sia dalla batimetria del fondo lagunare sia dal margine interno del 1534 (F in Fig. 7.13). L'antica "Carta del territorio della Fogolana e di luoghi vicini" di Giacomo Alberti (1542) fa ben risaltare la forma del delta del Brenta di quel periodo: esso si presenta suddiviso in numerose digitazioni che danno luogo a un caratteristico disegno a zampa d'oca (ZUNICA, 1974). È probabile che la presenza del vecchio lido, allora in parte ancora emerso, abbia ostacolato la normale deposizione delle alluvioni del Brenta che sono state, quindi, deviate verso nord.

La fusione dei tratti terminali di Brenta e Bacchiglione aveva provocato gravi problemi di inondazione a monte (MARCHIORI, 1986) e nel 1540 si decise di portare entrambi i fiumi fino a Brondolo attraverso due alvei indipendenti: il "Canal del Toro" (ora Canale Morto) per il Bacchiglione e l'attuale alveo del Bacchiglione per il Brenta. Per far defluire le acque fino al mare attraverso la laguna di Chioggia vennero costruiti dei "paradori", argini artificiali che incanalavano i due fiumi fino al porto di Brondolo. Questa situazione perdurò fino al 1840 e il risultato fu che in circa 300 anni la laguna di Brondolo, rimasta priva di accessi al mare, si trasformò prima in una valle di acqua dolce per arrivare poi alla completa scomparsa (FAVERO, PAROLINI & SCATTOLIN, 1988). Inoltre, le alluvioni di Brenta e Bacchiglione unite agli apporti dell'Adige diedero luogo a un notevole accrescimento del litorale fino alla formazione dell'attuale lido di Sottomarina. Nella carta geomorfologica è riportata la situazione relativa al 1534: il margine interno lagunare del XVI secolo delimita l'area occupata dall'antica laguna di Brondolo e dal lido di Chioggia tra l'omonimo porto e il Porto di Brondolo; a sud di quest'ultimo è riconoscibile il lido che delimitava la laguna di Brondolo fino all'antica foce dell'Adige.

La scarsa pendenza del lungo percorso artificiale in cui defluivano le acque del Brenta per arrivare fino al porto di Brondolo causò un notevole innalzamento del letto del fiume; nei pressi di Calcroci sono tuttora riconoscibili i vecchi argini della Brenta Nuova (VALLERANI, 1995). Si verificarono numerose e violente inondazioni soprattutto tra il 1700 e l'inizio del 1800, ma solo nel 1840 il Brenta fu nuovamente incanalato verso la laguna di Chioggia mediante il tratto artificiale denominato "Brenta Vecchia". L'immissione del fiume nella laguna determinò lo sviluppo di un ventaglio alluvionale emergente che portò all'impaludamento di oltre 30 km² di laguna e al parziale interrimento dei

canali lagunari (ZUNICA, 1974). Parte di questo territorio fu successivamente bonificato e gli fu dato il nome di Bonifica Delta Brenta. In Fig. 7.14, è riportata una carta del 1810 (unione dei fogli 9 e 13 della carta del Denaix) in cui si osserva la situazione di questo settore lagunare prima che venissero immesse le acque del fiume nel 1840.



ZUNICA (1974) precisa che se la formazione del delta fu determinata dal depositarsi di cospicui apporti solidi del Brenta, va anche tenuto conto che prima del profilarsi di queste nuove condizioni, tutto il settore appariva come un ambiente relitto. Infatti, sia per effetto dell'azione erosiva delle acque, sia per effetto della subsidenza, gli spazi vallivi avevano preso il sopravvento sulle

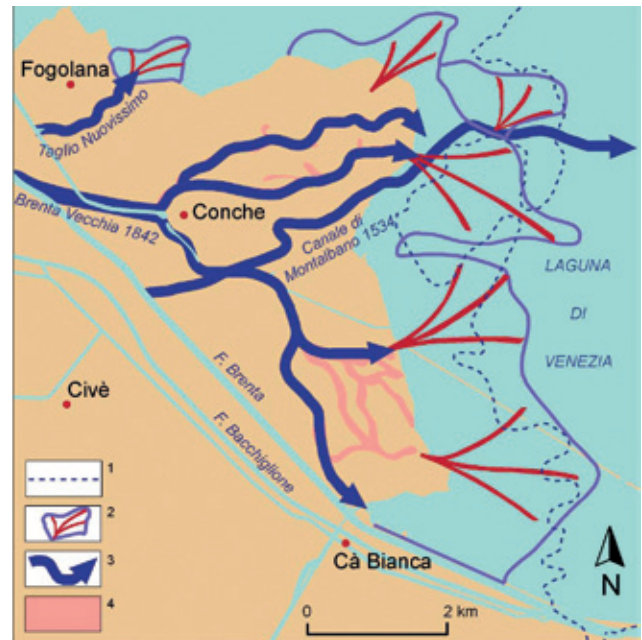


Fig. 7.14 - Particolare della carta del Denaix (unione dei fogli 9 e 13) in cui si osserva come appariva nel 1810 il settore lagunare oggi occupato dalla Bonifica Delta Brenta (da ZUNICA, 1992).

Fig. 7.15 - Le principali direttrici di deflusso del Brenta nel settore della Bonifica Delta Brenta durante il XVI e XIX secolo.

Legenda: 1) margine interno lagunare desunto da cartografia storica (secolo XVI); 2) delta fluviali endolagunari (XVI secolo: Canale di Montalbano; XIX secolo: Brenta Vecchia); 3) direttrici di deflusso; 4) traccia di corso fluviale estinto a livello della pianura o leggermente incassato.

Fig. 7.16 - Stralcio del foglio X della carta rilevata per conto dell'Alto Comando della Marina Austriaca nel 1860. Le acque del fiume Brenta defluiscono in laguna attraverso numerosi rami e il delta appare già ben delineato: in questo periodo risultano più attivi i rami settentrionali (da ZUNICA, 1992).

Fig. 7.17 - Stralcio del foglio IX e XII della carta redatta a cura della Deputazione Provinciale di Padova nel 1882. Le acque del fiume Brenta defluiscono ora, sempre attraverso numerosi e sottili rami, nel bacino meridionale della laguna (da ZUNICA, 1992).

aree in passato emergenti. L'estrema rapidità con cui l'ampio delta si è formato (circa 50 anni) è stata quindi facilitata dalla presenza di un substrato in parte eroso ma, comunque, già in precedenza interessato dalla deposizione delle alluvioni del fiume (vedi ad esempio la foce del XVI secolo e gli antichi dossi della Fogolana e dell'Inferno).

Osservando la carta geomorfologica si nota che questo delta fluviale comprende, oltre al settore ora bonificato, un'area parzialmente emersa situata all'interno del bacino lagunare, costituita da barene e velme che dolcemente si raccordano con il fondo della laguna (Fig. 7.15).

Anche in questo caso il limite morfologico del delta fluviale endolagunare è stato tracciato sulla base dei dati batimetrici e dell'analisi della cartografia storica (G in Fig. 7.13). La formazione dell'apparato deltizio è avvenuta essenzialmente in due fasi: per primi si sono sviluppati i rami settentrionali del Brenta che sedimentando all'interno della laguna colmarono l'area compresa tra il dosso della Fogolana e l'antico Canale di Montalbano (Fig. 7.16). Il piccolo delta situato più a nord (H in Fig. 7.13), tra il Canale Scirocchetto e il dosso della Fogolana, sembra essere legato all'apporto di modeste quantità di torbide da parte del Canale Nuovissimo, interrotto all'altezza della località Fogolana nel 1840 per permettere il taglio del Brenta a nord di Conche (ZUNICA, 1974). Una seconda fase di sviluppo del delta presenta l'attività dei soli rami meridionali del Brenta, i quali scaricando nella Valle della Dolce e verso il Canale delle Trezze colmarono anche questa parte di laguna (Fig. 7.17).

Nel 1858 venne ultimato il "Taglio della Cunetta" da Fossalovara a Corte, ma solo nel 1896 il Brenta tornò a sfociare a Brondolo attraverso l'attuale alveo, unito al Bacchiglione all'altezza di Ca' Pasqua. Le acque dei due fiumi da quel momento in poi furono definitivamente estromesse dalla laguna di Venezia.

7.8.6. La "laguna viva"

L'analisi della batimetria lungo i principali alvei lagunari che si ramificano dalle bocche di porto di Malamocco e di Chioggia ha messo in evidenza delle morfologie particolari. Si individuano infatti forme più o meno rilevate che contornano i canali lagunari, identificate come argini mareali da GATTO & MAROCCO (1993a). Mentre nel bacino settentrionale questi corpi sedimentari costituiscono delle vere e proprie barene ("barene di canale lagunare"), in quest'area si rinvenivano al di sotto del l.m.m., meno sviluppati e privi di vegetazione; per questo tipo di argini sommersi GATTO & MAROCCO (1993a) propongono il nome di "gengive".

Altre forme, evidenziate dalla batimetria e cartografate nella carta geomorfologica, sono le "fosse di foce lagunare": si tratta di profonde depressioni, spesso imbutiformi, localizzate in corrispondenza delle bocche di porto (STEFANON, 1980). La fossa di maggiori dimensioni, nota localmente con il nome

di "Fossa della Palada delle Ceppe" posizionata nei pressi della Bocca di Porto di Malamocco, raggiunge i 50 m di profondità. Le fosse situate presso le altre due bocche di porto raggiungono valori di profondità minori: circa 38 m a Chioggia e intorno a 30 m al Lido in corrispondenza del forte di Sant'Andrea. Queste depressioni sono di solito localizzate alla radice interna e all'estremità esterna verso mare delle dighe. Nel caso della Bocca di Porto del Lido, invece, le fosse interne sono situate nei due canali in cui la bocca di porto si biforca. Secondo STEFANON (1980) la formazione delle depressioni è dovuta a fenomeni di erosione del fondo dei canali per la presenza di forti correnti all'interno delle bocche di porto (fino a 3 m/sec a Malamocco), provocate dalle escursioni di marea. Le fosse si sono formate in tempi molto recenti e sono legate alla regolarizzazione delle bocche di porto effettuata attraverso la costruzione dei moli foranei.

7.8.7. Il litorale del bacino meridionale

All'interno del bacino meridionale è stata individuata una antica linea di costa, probabilmente di età precedente al 1000 a.C. per rapporto alle linee di costa successive di età etrusca e preetrusca (FAVERO & SERANDREI BARBERO, 1978), le cui tracce sono state cartografate nella carta geomorfologica con le seguenti simbologie: "cordone litoraneo antico desunto da immagini satellitari", "da cartografia storica" e "da rilevamento". La presenza di questo antico cordone litoraneo è testimoniata attualmente da alcuni piccoli isolotti talora emergenti solo in occasione delle basse maree: Motta Val Grande, Motta Peta de Bo e Barena di Ca' Manzo situate nella parte più interna del bacino, Motta di Beverara e Motta di Bombae spostate verso est e legate probabilmente a una posizione intermedia del litorale tra l'antica linea di costa e quella attuale. Secondo FAVERO (1991), al contrario di quanto si è verificato nel bacino settentrionale dove la migrazione della linea di costa è avvenuta per gli abbondanti apporti di sedimenti fluviali, il litorale di Pellestrina si è spostato nella posizione attuale a seguito della formazione di un tombolo localizzato tra i due cordoni litoranei più esterni: quello di Malamocco a nord e di Sottomarina a sud. I vari isolotti che costituivano l'esile tombolo iniziale furono saldati tra loro dall'opera dell'uomo convinto che solo l'estrema difesa dei litorali avrebbe potuto proteggere la laguna dall'aggressione del mare. La costruzione dei "Murazzi" lungo tutto il litorale di Pellestrina trasformò, infatti, questo lido in una vera e propria diga che lo ha conservato fino ai giorni nostri (FAVERO, 1991).

Il Lido di Sottomarina, che costituisce l'ultimo tratto verso sud del litorale della laguna di Venezia, si è formato negli ultimi 500 anni (D in Fig. 7.12); nella carta geomorfologica si individua l'area molto più limitata che rappresentava nel XVI secolo l'antico litorale di Chioggia (desunto dalla carta di Nicolò dal Cortivo del 1534). A seguito della diversione del Brenta, che fu portato a sfociare a Brondolo unitamente

al Bacchiglione nel 1540, ebbe luogo un notevole accrescimento del litorale fino alla posizione attuale causato dalla deposizione delle alluvioni dei due fiumi a cui si unirono anche gli apporti dell'Adige.

Nella parte interna del bacino lagunare le appendici sabbiose emerse comprese tra il Canale Lombardo e il Lago Lusenzo a sud di Chioggia sono state interpretate da FAVERO (1994), per la loro direzione e per la tessitura dei sedimenti superficiali, come l'ala settentrionale di un apparato deltizio che trova la sua continuità in quei cordoni dunosi localizzati a est del Canale delle Bebbe, interpretati a loro volta come l'ala meridionale di un apparato deltizio del Po (FAVERO & SERANDREI BARBERO, 1980).

Come accade per Venezia anche per Chioggia poco si sa ancora sull'origine dell'isola su cui sorge uno dei due maggiori centri abitati della laguna: FAVERO (1991) suggerisce l'ipotesi di un insediamento sui cordoni di una cuspid fluviale probabile continuazione dell'apparato deltizio precedentemente descritto.

7.9. LA LAGUNA CENTRALE

7.9.1. Il territorio di San Ilario

Le fonti documentarie forniscono rare informazioni inerenti il corso del Brenta nel periodo compreso fra i

primi decenni del Cristianesimo e l'undicesimo secolo d.C. BRUNELLO (1993) riporta una citazione di Paolo Diacono secondo il quale il Brenta, durante il diluvio del 589, poco più a sud di Vigodarzere (PD) si aprì un nuovo letto fino a Noventa e verso il Piovano (*Historia Longobardorum*, III, 23).

Una datazione al radiocarbonio (1380 ± 100 BP, 450-860 d.C.) eseguita su un tronco sepolto a 5 m di profondità in sedimenti alluvionali nelle vicinanze di Saonara (PD), indica che il Brenta interessava quest'area tra il V e il IX secolo d.C. (CASTIGLIONI, GIRARDI & RODOLFI, 1987). Inoltre, alcuni documenti storici medievali associano spesso il nome del Brenta con il territorio di Piove di Sacco e la località denominata "Le Bebe", senza però precisare l'esatto percorso che rimane ancora oggi sconosciuto.

Le frequenti inondazioni che accompagnavano le piene del fiume erano comunque fonte di preoccupazione per i padovani che nel 1143 aprirono un diversivo presso Noventa in direzione di Venezia, utilizzando uno dei corsi fluviali naturali o artificiali che servivano da comunicazione tra Padova e la città lagunare (COMEL, 1968). La deviazione del Brenta provocò in breve tempo l'impaludamento del territorio di San Ilario, luogo in cui sorgeva l'Abbazia fondata nel IX secolo dai monaci Benedettini nei pressi dell'odierna località Do-

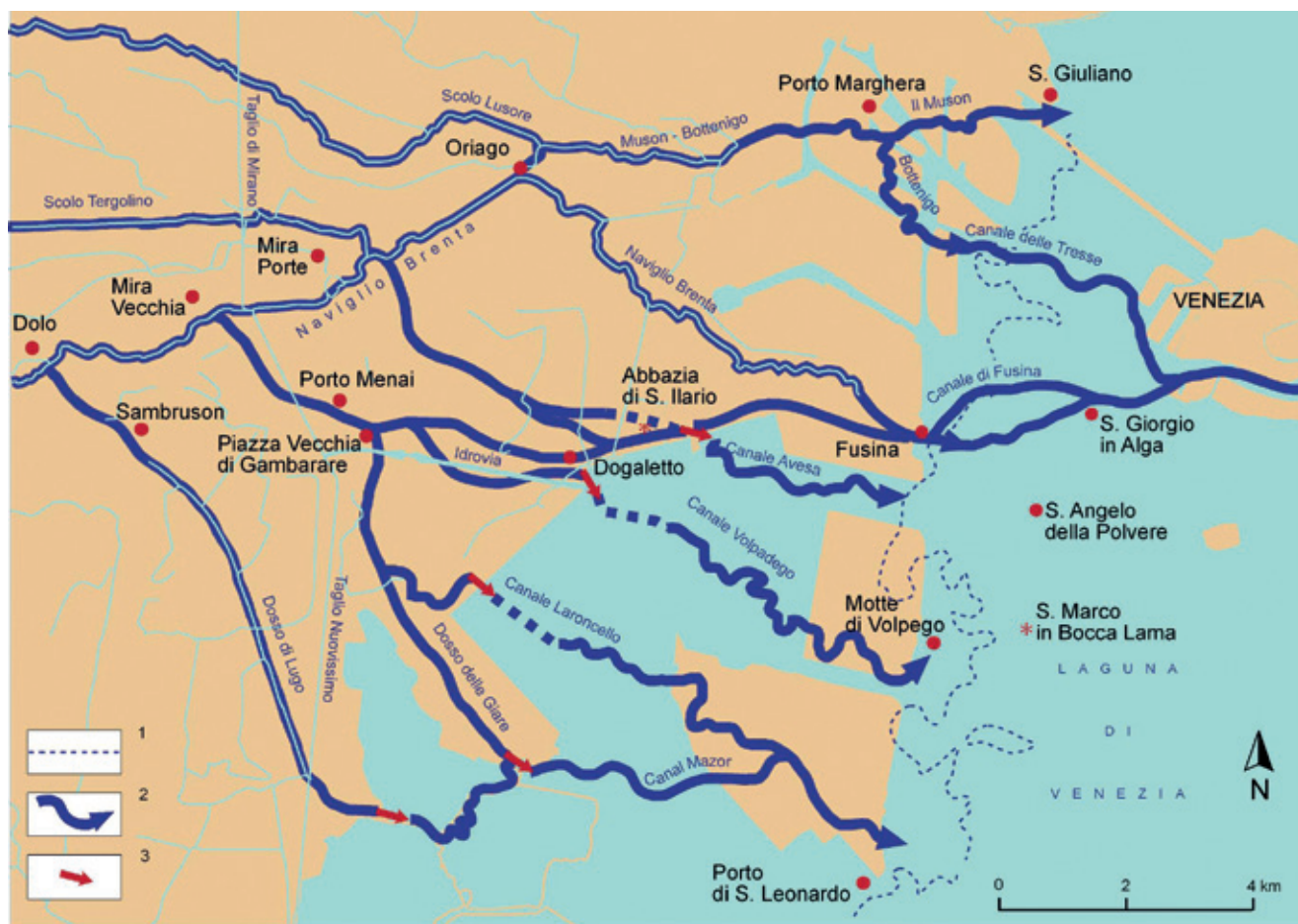


Fig. 7.18 - Le principali direttrici di deflusso del Brenta nel settore posto a sud del Naviglio Brenta tra Dolo e Fusina.

Legenda: 1) margine interno lagunare desunto da cartografia storica (secolo XVI); 2) direttrici di deflusso; 3) ingresso di sistema fluviale attivo o abbandonato in canale lagunare.

galetto (Fig. 7.18). In occasione delle frequenti rotte, infatti, le acque del Brenta si mescolavano con quelle dei corsi d'acqua minori causando allagamenti disastrosi per tutta l'area situata a sud di Mestre (FAVERO, PAROLINI & SCATTOLIN, 1988).

7.9.2. I fiumi di risorgiva minori: Musone Vecchio, Marzenego, Zero e Dese

Un altro fiume, il Musone, sfociava in laguna provocando seri danni alla città di Venezia. Attualmente questo corso d'acqua, proveniente dai colli Asolani, entra in un alveo artificiale detto Muson dei Sassi a ovest di Castel di Godego e si unisce al Brenta nei pressi di Vigodarzere. Nelle vicinanze di San Martino di Lupari, invece, nasce un fiume di risorgiva, il Musone Vecchio, il quale passando per Stigliano arriva a Mirano e da qui, attraverso l'omonimo Taglio, si immette nel Naviglio Brenta. All'altezza di Salzano, dove il Musone Vecchio prosegue verso sud, un dosso poco pronunciato con associati sedimenti prevalentemente sabbiosi si stacca in direzione sud-est costeggiando il Rio Cimetto (denominato "Musonel" in una carta del XVI secolo) fino all'abitato di Mestre. Questo antico percorso fluviale risulta essere il limite naturale tra due centuriazioni romane, quella Altinate a nord e quella Patavina a sud, e, secondo gli storici, potrebbe coincidere con il tracciato romano dell'antico fiume Musone. Inoltre sembra probabile che in epoca romana il Musone sfociasse in laguna in una località non lontana dall'odierna Mestre. BRUNELLO (1993) precisa che il fiume, arrivato in città lungo l'alveo di cui resta traccia nell'attuale Rio Cimetto, attraversava l'area occupata attualmente dal centro di Mestre utilizzando uno dei due rami del Marzenego (il Ramo delle Campanie) e scorrendo in prossimità del Canal Salso (ex "Cava Gradeniga") si immetteva in laguna all'altezza di San Giuliano.

COMEL (1968) ricorda che in epoca medievale il Musone prendeva il nome di Bottenigo nel suo ultimo tratto e, dopo aver raccolto le acque del Menegone, Lusore, Zezenigo e Pionca, sfociava in laguna nei pressi di Porto Marghera (Fig. 7.18).

Nella carta geomorfologica è riportato l'antico percorso di questo fiume desunto da due carte storiche; una risalente al XVI secolo in cui ancora si nota il collegamento tra il "Fiume Muson" e il "Botenigo", e una del 1628 dove "Il Muson" sfocia direttamente in laguna. Nel 1454 il Governo della Repubblica di Venezia ordinò che il Bottenigo, attraverso il canale Rivale, venisse deviato nel Canal Salso all'altezza di San Giuliano (BRUNELLO, 1993). Nella carta storica più recente, infatti, del vecchio tratto finale del fiume non rimane che un canale lagunare che si snoda tra le barene e prende il nome di "Caroseto". Nel 1655 fu portato a termine il Taglio di Mirano, attraverso il quale le acque del Musone furono definitivamente convogliate nel Naviglio Brenta; inoltre l'eccesso delle acque dei due fiumi poteva scaricarsi in mare a Brondolo attraverso il Taglio Nuovissimo, completato già nel 1610.

Nel 1336 l'argine artificiale costruito in precedenza tra Fusina e San Marco in Bocca Lama venne prolungato fino a Marghera e Campalto per allontanare da Venezia le acque del Musone e del Marzenego. Il Marzenego, infatti, nel XIV secolo sfociava in laguna presso Marghera con due foci: quella chiamata "Osellino", per l'esiguità della sua corrente, era la più vecchia; la foce più recente, invece, era stata aperta nel 1360 (COMEL, 1968). Anche il territorio di Mestre era interessato da continui allagamenti da quando, nel 1435, le acque del Dese e, successivamente, quelle dello Zero e del Sile vennero immesse nei canali della città attraverso deviazioni praticate per alimentare i mulini. Da questo periodo in poi i veneziani decretarono una lunga serie di provvedimenti allo scopo di allontanare definitivamente dalla laguna le acque dei tre fiumi di risorgiva (Zero, Dese e Marzenego) che non furono, tra l'altro, mai portati a termine. Infatti, i pareri sulla tecnica più opportuna da seguire per ottenere i migliori risultati erano molto diversi e fortemente contrastanti (COMEL, 1968). L'unico provvedimento attuato fu quello riguardante il fiume Marzenego che fu deviato nel 1519 da Mestre fino alle foci del Dese attraverso il canale dell'Osellino. Tuttora le acque del Marzenego e del Dese, unitamente a quelle dello Zero, defluiscono in laguna nel bacino di Tre Porti presso Altino.

7.9.3. Il settore di Marghera-Mestre

In MOZZI *et al.* (2003) viene descritto lo studio delle caratteristiche sedimentarie, pedologiche e palinologiche effettuato su alcune carote prelevate in questo settore della laguna, tra Porto Marghera e la foce del fiume Dese, che ha consentito di ricostruire l'evoluzione tardoquaternaria dell'area. Durante l'Ultimo Massimo Glaciale (LGM) avvenne la deposizione di sedimenti fluviali sotto forma di *overbank fines* e limitati depositi sabbiosi di canale; questi depositi fanno parte del sistema sedimentario pleistocenico del Brenta (megaconoide del Brenta). Dopo la cessazione dell'attività di questa conoide, probabilmente alla transizione Pleistocene-Olocene, i processi di sedimentazione furono interrotti e si avviarono intensi processi pedogenetici a spese dei sedimenti fluviali. I processi di ridistribuzione dei carbonati attraverso il profilo del suolo portarono alla formazione di orizzonti calcici di tipo B e C. Questi orizzonti sono tipici del paleosuolo noto con il nome di "caranto"¹³. Si tratta di argille e limi sovraconsolidati, con abbondanti noduli carbonatici e screziature, che nell'area lagunare costituiscono un livello significativo al tetto del Sintema di Venezia e che marciano una importante discontinuità stratigrafica al limite con i depositi olocenici del Sintema del Po. Nel settore di Marghera-Mestre, i primi depositi di chiara origine lagunare (facies di fondo lagunare, di piana intertidale e di palude salmastra) sono con ogni probabilità di età

¹³ Vedi anche il capitolo 6 "Suoli" e il capitolo 8 "Geologia", in cui c'è un'apposita scheda sul caranto.

post-romana e giacciono direttamente sul "caranto" a profondità da 1 a 3 m sotto il livello del mare; corrispondono alla unità di Torcello definita nei fogli CARG Venezia e Chioggia-Malamocco. La datazione mediante radiocarbonio di orizzonti organici presenti al di sopra del caranto ha fornito dati cronostratigrafici in supporto agli studi sulle variazioni recenti del livello marino. L'innalzamento relativo (eustatismo + subsidenza) è stato stimato essere nell'ordine di circa 2 m negli ultimi 1000 anni nell'area EniRisorse di Porto Marghera e di 1 m negli ultimi 600 anni nell'area ABIBES di Porto Marghera-Fusina.

7.9.4. Il settore di Campalto-Tessera

FAVERO (FAVERO, PAROLINI & SCATTOLIN, 1988) individua nei dintorni di Campalto tra Mestre e Tessera, in un'area dove il livello della campagna è ancora elevato rispetto alle zone adiacenti, un dosso largo e piatto attribuito a un antico Brenta (cartografato nella carta geomorfologica a nord di Campalto). La continuazione di questo dosso all'interno della laguna si segue probabilmente in quelle barene ora artificiali che affiancano l'attuale canale di Campalto, interpretate nella carta geomorfologica come "dosso fluviale in laguna". Anche FAVERO conferma la presenza del dosso, ora sommerso, all'interno del perimetro lagunare e precisa che al momento della formazione del bacino era emerso fino all'area situata tra San Nicolò di Lido e Sant'Erasmo; il dosso formava una penisola raccordata con l'antica linea di costa, attualmente sepolta sotto le barene della laguna, la quale proseguiva verso est fino a Jesolo.

La porzione del margine interno lagunare che interessa l'area di Campalto e Tessera è rappresentato nella carta geomorfologica come "frangia di pianura alluvionale pleistocenica in laguna". La formazione dell'ambiente lagunare in questo settore è avvenuta in seguito all'instaurarsi della vegetazione alofila lungo la fascia di transizione dalla laguna alla terraferma, dove il terreno superficiale, precedentemente emerso e soggetto a condizioni subaeree, è stato permeato da acque salate e salmastre (ALBANI, FAVERO & SERANDREI BARBERO, 1983). Le barene di questa particolare zona sono state definite dagli Autori come "barene di margine lagunare" e sono caratterizzate dalla presenza di indicatori di ambiente continentale in superficie o a pochi centimetri di profondità (FAVERO & SERANDREI BARBERO, 1983). Questo è uno dei rari settori della laguna in cui le barene, pur risentendo del generale processo di sommersione, presentano una notevole stabilità; il substrato, infatti, si presenta piuttosto compatto e poco costipabile perché formato da sedimenti di età pleistocenica (FAVERO, 1992). La presenza di edifici di epoca romana rinvenuti a Sacca delle Case a una profondità compresa tra 0,50 e 1 m sul livello medio mare nell'area barenicola antistante l'aeroporto Marco Polo fa ritenere che l'area compresa tra San Giuliano, l'Isola di Carbonera e la Palude Pagliaga sia stata invasa dalle acque lagunari solo

in seguito all'ingressione marina verificatasi alla fine dell'epoca romana (FAVERO *et al.*, 1981).

7.9.5. Il settore di Venezia

SERANDREI BARBERO *et al.* (2001), attraverso lo studio sedimentologico e micropaleontologico di numerosi sondaggi, hanno ricostruito i paleoambienti di deposizione e la cronologia dei materiali tardo-pleistocenici e olocenici che costituiscono il sottosuolo della città di Venezia fino a una profondità di 24 m dal l.m.m. Al di sopra di questa quota si trovano depositi alluvionali deposti a partire da 23.000 anni BP, che denotano in prevalenza un ambiente di piana di esondazione. Sono costituiti principalmente da materiali fini, legati a tracimazione di canali di tipo meandriforme (LEZZIERO, 1999); si rilevano inoltre sedimenti a maggiore granulometria riconducibili a episodi di rotta o ad ambienti di argine naturale e facies di canale attivo. A una profondità variabile tra -10,50 e -9,40 m è stato rilevato dagli Autori un livello torboso diffuso in tutta l'area studiata, deposti tra 19.000 e 21.000 anni BP, che attesta una fase di temporanea riduzione della sedimentazione nella piana alluvionale, testimoniata a livello regionale (CORREGGIARI, ROVERI & TRINCARDI, 1996). La parte alta della sequenza alluvionale è interessata da fenomeni di alterazione subaerea: a una quota compresa tra -7 e -5 m è presente l'orizzonte denominato "caranto" costituito prevalentemente da argille o limi sovraconsolidati, ma anche da sabbie normalconsolidate, con screziature ocracee diffuse e concrezioni calcaree spesso organizzate in livelli.

Al di sopra della successione alluvionale si trova un livello fine ricco di resti vegetali interpretato come palustre; attraverso un contatto di tipo erosivo, a una profondità di circa -5 m, si passa ai depositi lagunari sovrastanti. Questi ultimi sono costituiti in prevalenza da sedimenti argilloso-limosi legati a fondali di bassa energia, ma non mancano livelli a energia maggiore legati ad aree più esposte alle correnti di marea o alle bocche di porto (LEZZIERO, 1999). Lo studio micropaleontologico ha evidenziato che l'area del centro storico di Venezia era una laguna aperta con canali mareali e prevalenza di apporti marini; a nord e a sud della città e a Murano, invece, si era impostato un ambiente lagunare chiuso con scarso ricambio (SERANDREI BARBERO *et al.*, 2001). L'età dei primi depositi lagunari individuati nel sottosuolo di Piazza San Marco è risultata di 4.670 ± 70 anni BP, in accordo con l'età convenzionale calcolata per gli stessi sedimenti nella laguna settentrionale e con il lavoro di McCLENNEN, AMMERMAN & SCHOCK (1997). Gli Autori sottolineano che mentre le acque marine raggiunsero l'area lagunare meridionale circa 10.000 anni BP a Chioggia e nel settore sud del litorale di Pellestrina, e 7000 anni BP nei pressi del litorale del Lido, solo intorno a 5000 anni BP l'ingressione Versiliana arrivò a Venezia e nel bacino settentrionale.

All'interno della successione di depositi alluvionali

a una profondità variabile tra -12,30 e -10,40 m, nel sottosuolo di Piazza San Marco è stata osservata una sequenza di sabbie da fini a medio-grossolane, dello spessore di circa 5 m legata alla presenza di un canale fluviale attivo prima dell'impostarsi dell'ambiente lagunare (LEZZIERO, 1999). SERANDREI BARBERO *et al.* (2001) fanno notare che lo spessore dei sedimenti lagunari sovrastanti e l'età più antica a essi associata evidenziano l'andamento regolare, attorno ai -5 m, della superficie di tetto dei depositi continentali. Non risultano quindi variazioni altimetriche importanti legate alla presenza del paleoalveo nel sottosuolo della città. Contrariamente a quanto ipotizzato dagli Autori in precedenza, l'area del centro storico di Venezia non sembra essere quindi la continuazione di quell'alto morfologico individuato da FAVERO (1983) nei pressi di Campalto, attribuito a un paleoalveo del Brenta e probabilmente collegato a un altro alto morfologico riconosciuto nel sottosuolo della bocca di Lido (TOSI, 1994).

7.9.6. Le isole minori

Le isole, elementi morfologici caratteristici della laguna di Venezia, sono state utilizzate dall'uomo, che nel tempo le ha trasformate, per edificarvi città, monasteri, fortificazioni o "contrade". Molteplici sono state le ipotesi formulate riguardo alla possibile genesi di queste isole: in realtà la spiegazione sembra essere molto semplice e legata all'opera dell'uomo. FAVERO (1991) riporta un passo della lettera di Cassiodoro del VI secolo il quale, parlando della laguna di Venezia, scrive: «Ciò che non offrì la natura, fu creato dalla mano dell'uomo. Con intrecci di rami flessibili si conferisce solidità al terreno e non si dubita di opporre ai flutti una difesa così esile ...». È probabilmente questa l'origine della maggior parte delle isole lagunari minori: a partire da una situazione naturale privilegiata (come ad esempio una barena creata dai fiumi che si immettevano in laguna o dalle correnti di marea entranti dalle bocche di porto, la quale offriva condizioni più favorevoli rispetto alle paludi della terraferma dal punto di vista delle attività commerciali e dell'aspetto sanitario), l'uomo successivamente interveniva con una assidua opera di innalzamento del livello del suolo mediante riporti e continue ricostruzioni.

FAVERO nel suo lavoro sulla laguna di Venezia (1991) riporta alcuni esempi riguardo all'origine delle isole lagunari: tra questi citiamo l'antico centro di San Ariano, i cui orti furono creati dai monaci prelevando la sabbia dai litorali; oppure le isole create attorno a Venezia per la difesa militare, come San Secondo sorta su un insediamento abbandonato, il Forte Campana e il Forte Fisolo creati con l'apporto di terreno dai fondali lagunari vicini. E ancora i terrapieni eretti a difesa delle postazioni militari, come l'Ottagono Abbandonato di Malamocco, all'interno dei quali si trovano spesso resti archeologici di età romana e medievale prelevati insieme al fango dai fondali circostanti. La descrizione

di Cassiodoro trova infine conferma in uno scavo eseguito nell'Isola di San Pietro: a una profondità di 1,80 m è stata identificata una barena difesa con rami intrecciati attorno a pali conficcati nel terreno; questo dimostrerebbe quindi che l'opera dell'uomo creò ciò che la natura non aveva fornito (FAVERO, 1991).

7.10. LA LAGUNA NORD

7.10.1. Il delta del Sile

COMEL (1968) nella sua descrizione dei terreni agrari compresi nella Tavoleta IGM "Quarto d'Altino" riporta che l'estensione della fascia di recente alluvione in destra Sile si protende talora in modo considerevole verso sud; altre volte, invece, si allontana solo di poco dal fianco della sponda del fiume, contrariamente a quello che succede in sinistra dove queste alluvioni sono chiaramente delimitate al piede del dosso sabbioso. L'estrema variazione di questo limite è legata al fatto che il Sile verso sud si è spinto in laguna con più rami, contemporaneamente o successivamente usufruiti. Le acque di piena del fiume esondando sul terreno circostante hanno via via colmato, con i materiali di torbida, aree che precedentemente appartenevano all'ambiente lagunare.

Nella carta geomorfologica la fascia interna alla laguna a ridosso del margine lagunare attuale a sud di Altino e del Taglio del Sile è stata interpretata come una successione di "delta fluviali endolagunari" separati da zone depresse in cui si sono impostate "paludi" o "valli" (Palude di Cona, Palude della Rosa, Palude del Bombaglio, Valle Perini, Valle di Ca' Zane, Valle Lanzoni). I vari delta sono stati delimitati sulla base della batimetria del fondo lagunare: è stata presa in considerazione l'isobata -0.5 m che corrisponde morfologicamente al piede del delta fluviale, il quale sale dolcemente verso le velme e barene costituenti l'area emersa e intertidale del corpo sedimentario. Partendo da est, il primo delta è localizzato tra la Valle Lanzoni e la Valle di Ca' Zane (A in Fig. 7.19): si tratta di una forma leggermente rilevata, allungata in direzione SE, che si raccorda con le velme e barene situate a ridosso del canale Cenesa.

La parte emersa è molto ridotta essendo costituita da poche barene di piccole dimensioni. L'antico percorso del "Canale del Siletto" staccandosi dall'attuale alveo del Sile all'altezza di Portegrandi attraversa il delta fino a immettersi nel canale Cenesa il cui tracciato odierno coincide a grandi linee con quello del XVII secolo. Questa direttrice fluviale (canale Siletto-Cenesa) doveva essere, in un primo tempo, il corso principale attraverso il quale il Sile sfociava in laguna per poi confluire nel canale San Felice e, infine, uscire in mare aperto per l'antico Porto di Treporti (COMEL, 1968). È da notare come il margine interno lagunare del 1639 delinei ai lati del canale Cenesa una "punta" alluvionale, con morfologia simile alle "punte dei lovi", formata dagli argini naturali di quello che doveva essere un antico percorso del Sile.

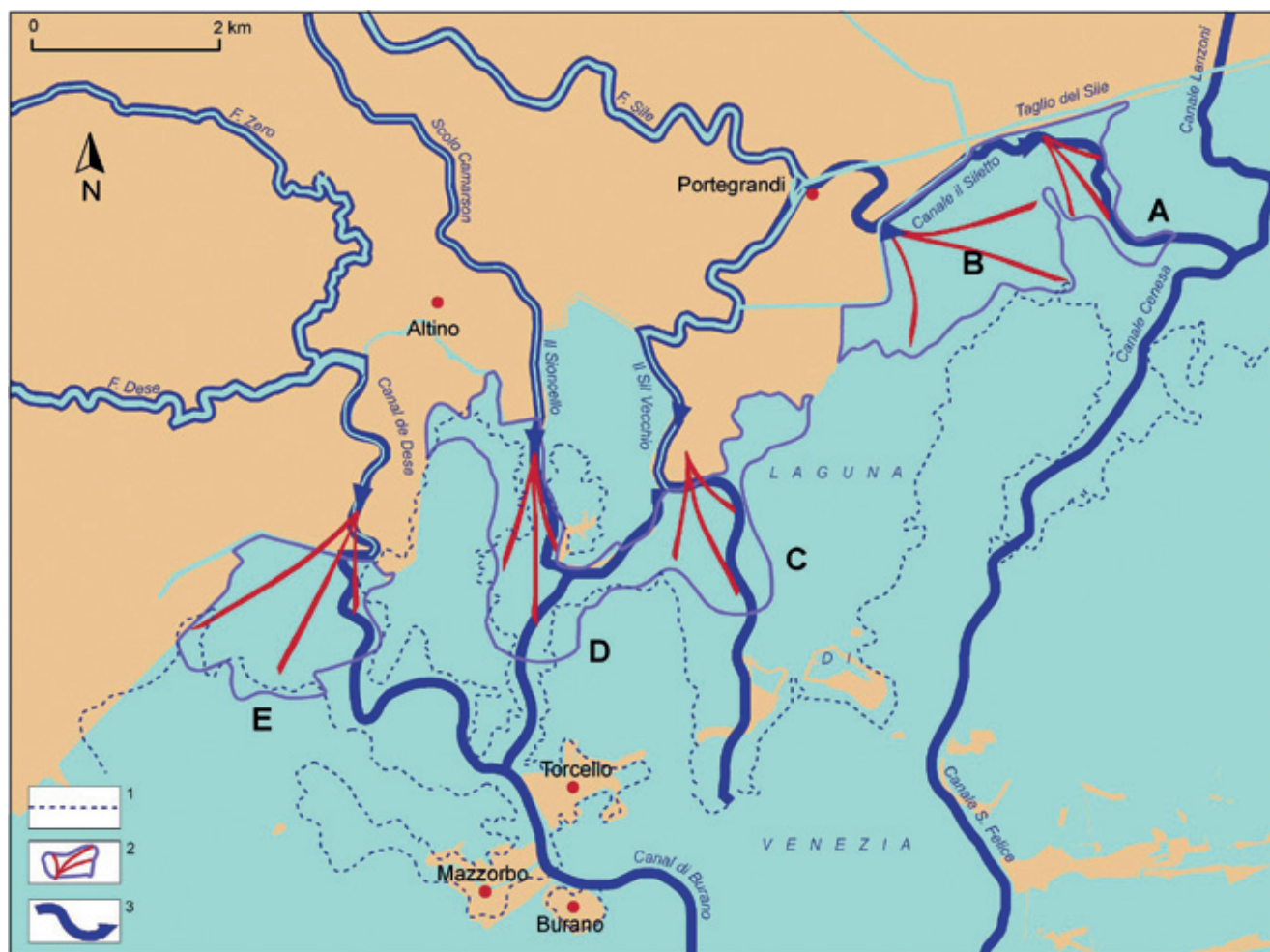


Fig. 7.19 - Le principali direttrici di deflusso dei fiumi di risorgiva Sile, Zero e Dese nel settore settentrionale della Laguna di Venezia.

Legenda: 1) margine interno lagunare desunto da cartografia storica (secolo XVII); 2) delta fluviali endolagunari (A e B: foce del Canale Il Sileto; C: foce del Canale Il Sil Vecchio; D: foce del Canale Sioncello; E: foce del Canal de Dese); 3) direttrici di deflusso.

A ovest di questo primo delta endolagunare si trova un'area barenicola (B in Fig. 7.19), appartenente alla zona di terra che risulta emersa nel XVII secolo, di cui non si hanno molti dati. Nella carta geomorfologica è stata interpretata come "delta fluviale endolagunare" ma solo a livello di ipotesi in quanto l'unica evidenza che porta a far pensare che si tratti di un apparato deltizio è la sua forma. Infatti, al suo interno non è presente un percorso fluviale antico (almeno da quanto risulta dalla cartografia storica consultata) così come non è visibile un collegamento con i canali lagunari limitrofi al contrario di quanto avviene, invece, per tutti gli altri delta riconosciuti in laguna e riportati nella carta geomorfologica.

Procedendo ancora verso ovest si rinviene un secondo delta endolagunare (C in Fig. 7.19) legato al percorso del canale Silone, considerato come uno dei numerosi rami con cui il Sile sfociava in laguna. Nella carta geomorfologica si può seguire l'antico corso del canale Silone, denominato "Il Sil Vecchio", il quale attraversa il delta secondo un tracciato coincidente con l'attuale canale della Dossa, prosegue nel canale della Dolce, dove si chiude il margine interno

lagunare del XVII secolo, e da qui confluisce nel canale di Burano fino ad arrivare all'antico Porto di Treporti. Dalla lettura delle carte storiche si evidenzia che questo era probabilmente il principale percorso del Sile prima dell'attuazione del Taglio del Sile nel 1684.

Il delta endolagunare situato subito a ovest del precedente (D in Fig. 7.19) è legato, invece, al canale Sioncello, il cui tratto iniziale da Trepalade fino ad Altino è sicuramente di origine artificiale. COMEL (1968) indica lo Scolo Carmason, marcato nella carta geomorfologica dalla presenza di un paleoalveo fluviale ben definito, come naturale prosecuzione del canale Sioncello a monte di Altino; quest'ultimo, così come il tracciato ora usufruito dai fiumi Zero e Dese nel loro tratto finale, doveva essere alimentato da un ramo del Sile che si staccava dal dosso attuale all'altezza di Quarto d'Altino (COMEL, 1968).

Per lo stesso motivo, quindi, anche l'area barenicola situata alla foce del sistema fluviale Zero-Dese (E in Fig. 7.19), attraversata dall'antico "Canal de Dese", è stata interpretata e rappresentata nella carta geomorfologica come "delta endolagunare". FAVERO

(1992) conferma che le barene situate alle foci del Dese sono legate a processi sedimentari di origine fluviale e precisa che una ricerca inedita effettuata nell'area a monte ha permesso di riconoscere le tracce di un corso fluviale, probabilmente il Dese, migrato da ovest verso est. Le barene connesse con il percorso più occidentale sono riconoscibili nella zona della Palude dei Laghi per la presenza di morfologie sommerse. Il delta legato alle foci del Dese risulta quindi l'unico delta fluviale ancora attivo all'interno del bacino lagunare, anche se il percorso odierno del fiume non sembra avere esplicato un ruolo costruttivo rilevante: le barene di quest'area presentano una relativa stabilità per l'assenza nel loro substrato di torbe (e quindi di sedimenti compressibili) e non per la presenza in superficie di processi sedimentari particolarmente attivi (FAVERO, 1992).

I percorsi relativi al XVII secolo, riportati nella carta geomorfologica, sia del canale Sioncello (Sioncello) sia dei fiumi Zero-Dese (Canal de Dese) sono analoghi a quelli attuali e confluiscono entrambi nel canale di Burano dopo essersi uniti nel canale Borgognoni. Il margine interno lagunare del 1639 evidenzia in quest'area un susseguirsi di apparati fluviali costituiti dagli argini naturali e dai delta dei corsi d'acqua sfocianti in laguna in quel periodo (Sile, principalmente, con i suoi vari rami, ma anche Zero, Dese e più a est Vallio e Meolo) i quali depositando le loro torbide trasformarono quella che prima era laguna viva (laguna della Dolce) in paludi e torbiere. Nella carta storica del 1639, tra i vari apparati fluviali (Canal del Dese, Sioncello, Sil Vecchio) si notano infatti delle piccole aree, talora chiuse, che portano ancora il nome di "laguna".

Per quanto riguarda l'età di formazione dei delta endolagunari descritti, studi micropaleontologici e sedimentologici effettuati da vari Autori (SERANDREI BARBERO, 1974; ALBANI *et al.*, 1977; FAVERO & SERANDREI BARBERO, 1981; FAVERO & SERANDREI BARBERO, 1983; ALBANI, FAVERO & SERANDREI BARBERO, 1984) su un considerevole numero di sondaggi distribuiti in quest'area, evidenziano il passaggio da una fase francamente lagunare a una barenicola di emersione negli ultimi 1500-1000 anni. Si pensa quindi che l'impaludamento dell'area situata tra Torcello e il margine lagunare sia avvenuto a partire dalla fine del periodo romano e sia continuato per tutto il Medioevo. Fu l'intervento dei veneziani a modificare ancora una volta la situazione: per porre fine alle frequenti inondazioni provocate dal Sile e all'impaludamento che stava interessando anche l'area della laguna di Torcello, nel 1684 deviarono le acque del fiume da Portegrandi fino all'alveo della Piave Vecchia attraverso il canale artificiale denominato Taglio del Sile. L'allontanamento del fiume permise la reingressione delle acque marine e quindi la scomparsa degli ambienti palustri con la conseguente espansione del bacino lagunare e la formazione delle aree barenicole tuttora esistenti (FAVERO, 1983).

7.10.2. Il delta di marea

Le aree situate lungo il canale di Burano con le sue diramazioni (canali di Crevan e di Mazzorbo, canali Dese e Silone, canali della Dolce e della Dossa, canale Scanello), lungo il canale di San Lorenzo (o Gaggian) e di San Felice fino al canale Cenesa, e ancora lungo i canali Rigà, dei Bari e della Civola, sono state interpretate come "argini naturali di canale lagunare". Con tale termine si intende identificare "i corpi sedimentari di canale che contornano il tratto centrale e finale dei principali alvei lagunari, definiti morfologicamente da forme allungate nel senso del canale, con funzione di veri e propri argini mareali" (GATTO & MAROCCO, 1993a). Tali corpi sedimentari sono evidenziati dalle barene, in questo caso definite come "barene di canale lagunare" (FAVERO & SERANDREI BARBERO, 1983), di cui fanno parte anche le Isole di Torcello, Burano e Mazzorbo, e dalle velme attraverso le quali si passa in modo graduale dal canale al fondo lagunare. Il limite tra il fondo lagunare e l'argine naturale dei canali è stato determinato sulla base della batimetria prendendo come quota di riferimento l'isobata -0,5 m, profondità alla quale avviene il cambio di pendenza (Figg. 7.20 e 7.21).

Nella parte interna di questo corpo sedimentario invece il passaggio tra la barena e il canale avviene in corrispondenza di un gradino, detto "gradino di erosione" (GATTO & MAROCCO, 1993), generato dall'azione erosiva delle acque incanalate e del moto ondoso all'interno dei canali. Si osserva infatti, tra la linea che delimita il canale lagunare vero e proprio e l'inizio della barena, una stretta fascia sommersa che segue fedelmente l'andamento dell'alveo lagunare; tale fascia, secondo ALBANI, FAVERO & SERANDREI BARBERO (1984), è situata a una profondità variabile da 0 a -60 cm sotto il livello del mare.

Il ciglio superiore del gradino, che corrisponde alla parte più elevata della barena, si trova a una quota posta a circa 30-35 cm sopra il livello medio del mare; sono presenti zone anche più alte (raramente però superiori ai 40 cm) localizzate in prossimità della confluenza di due canali. Le barene di canale lagunare presentano talora delle caratteristiche incisioni nella parte frontale, assumendo in questo caso una configurazione planimetrica a forma di denti di sega (GATTO & MAROCCO, 1993) molto evidente in quest'area. Queste incisioni, in alcuni casi, si trasformano in veri e propri tagli delle barene, con la conseguente formazione di canali secondari che mettono in comunicazione il canale principale con la piana di marea circostante (si veda, ad esempio, l'area barenicola compresa tra il canale Scanello e il canale San Felice).

L'insieme dei corpi sedimentari definiti nella carta geomorfologica come "argini naturali di canale lagunare" che si sviluppano a partire dalla Bocca del Porto di Lido verso l'interno della laguna forma quello che nella letteratura è noto come "delta di marea" (FAVERO, 1992). La provenienza dal mare

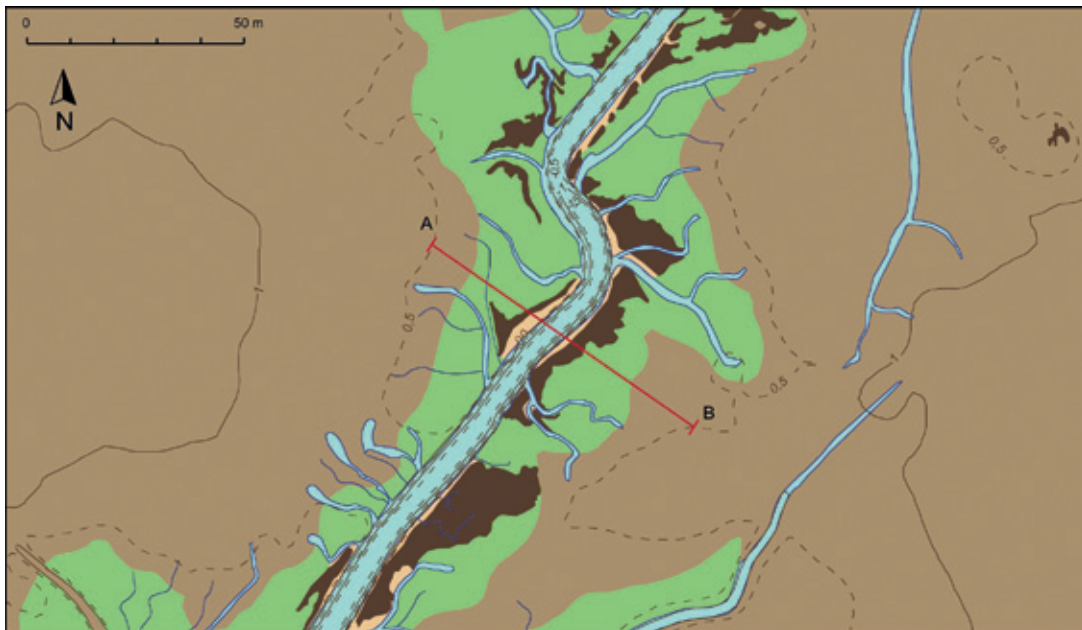


Fig. 7.20 - Particolare della Carta geomorfologica della provincia di Venezia nel settore settentrionale del bacino lagunare (canale Cenese).

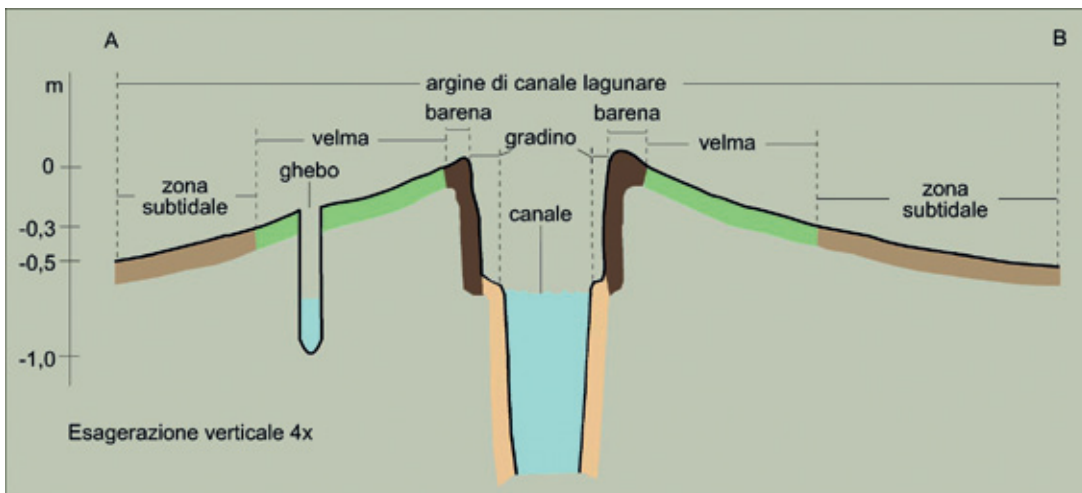


Fig. 7.21 - Rappresentazione schematica dell'argine di canale lagunare lungo il canale Cenesa visto in sezione (AB in Fig. 7.20).

dei sedimenti che costituiscono le barene di canale lagunare di quest'area è stata dimostrata in numerosi lavori (BARILLARI & ROSSO, 1976; FAVERO & SERANDREI BARBERO, 1981; FAVERO & SERANDREI BARBERO, 1983; ALBANI, FAVERO & SERANDREI BARBERO 1984): l'analisi sedimentologica e la distribuzione granulometrica del materiale prelevato sulla superficie di alcune barene evidenziano che i sedimenti che le compongono vengono trasportati dal mare lungo i canali durante la marea entrante e successivamente ridistribuiti, a seconda della granulometria, man mano che viene a mancare l'effetto della corrente di marea. La parte più grossolana della sospensione proveniente dal mare si deposita sul ciglio della barena, mentre le sospensioni che arrivano sulla parte meno rilevata della barena (retrociglio) e sulle velme sono via via più fini (ALBANI, FAVERO & SERANDREI BARBERO, 1984).

Nella carta geomorfologica, ai lati dei canali lagunari principali (canale di Burano e canale di San Felice) si nota una fascia di sedimenti più grossolani, costituiti da sabbia limosa, legata probabilmente ai fenomeni di

deposizione sopra descritti. La tessitura dei sedimenti superficiali va riducendosi poi verso il limo argilloso, di cui sono costituite principalmente barene e velme, fino alle argille limose delle paludi più esterne. Nelle vicinanze della bocca di porto si osserva invece una maggiore concentrazione di limo e limo sabbioso.

FAVERO (1992) fa notare la marcata asimmetria del delta di marea finora descritto; in effetti la parte del delta a nord-est della Bocca del Porto di Lido appare molto più sviluppata. Verso ovest, in direzione di Venezia, le uniche aree barenicole individuate come apparati di "argine naturale di canale lagunare" sono quelle che si sviluppano ai lati del canale Carbonera (continuazione del canale Porto di Sant'Erasmus) e del canale di Tresso, comprendenti l'Isola del Lazzaretto Nuovo. Anche se per quest'area non si hanno dati relativi alla provenienza dei sedimenti, la morfologia dell'intero apparato è analoga a quanto osservato nella zona più orientale. FAVERO (1992) anticipa che alcune indagini, al tempo ancora in corso, fanno pensare all'ipotesi che le isole sulle quali sorse

Venezia fossero barene di canale lagunare connesse ad un delta di marea collegato con la Bocca di Porto di San Nicolò di Lido. Se questa ipotesi venisse confermata l'intero sistema di canali, isole e barene comprese tra Venezia e la Palude Maggiore farebbe parte di un complesso "delta di marea" di cui rimane tuttora attivo solo il ramo orientale.

Studi di carattere sedimentologico e micropaleontologico effettuati negli ultimi anni (SERANDREI BARBERO *et al.*, 2001) hanno evidenziato che i sedimenti lagunari rinvenuti nel sottosuolo della città di Venezia, di età compresa tra 4670 anni BP circa e l'epoca storica, si sono depositati in un ambiente lagunare aperto, con testimonianze di apporti marini e di canali mareali.

Le aree del bacino lagunare che si localizzano, in questa zona, tra i vari argini naturali di canale lagunare sono rappresentate da paludi, laghi e valli (Palude della Rosa, del Bombagio, del Monte ecc.) che indicano nel loro insieme i "piani di marea", cioè le aree lagunari prevalentemente sommerse dalle acque salate e salmastre poste a un livello più basso della media delle basse maree (ALBANI, FAVERO & SERANDREI BARBERO, 1984).

Le "aree depresse del fondo lagunare" presentano una profondità media, per il bacino settentrionale della laguna di Venezia, di circa -1 m dal l.m.m. e hanno la caratteristica di rimanere sempre sommerse anche durante le maree minime annuali.

7.10.3. Il settore delle valli da pesca

Il settore nord-orientale della laguna di Venezia, caratterizzato dalla presenza delle valli da pesca, corrisponde all'area di cui si ha il minor numero di dati; di conseguenza la storia più antica di questa parte di bacino è di fatto sconosciuta. I dati più attendibili sono quelli ricavati dall'analisi della cartografia storica e dei documenti antichi, dai quali risulta che fino al 1500 l'area comprendente la Palude Maggiore, la Valle Dogà, la Valle Grassabò e le zone limitrofe formava un bacino chiuso con una propria bocca di porto situata alla confluenza degli attuali canali della Civola e del Colpo, tra Lio Piccolo e Lio Maggiore (FAVERO, 1983). Osservando la carta geomorfologica si nota che il margine interno del XVII secolo delimita un settore del bacino lagunare compreso tra l'attuale conterminazione e l'antico canale de Lio Mazor, il cui corso corrisponde agli odierni canale della Civola e canale Pordelio. Quest'area, oggi interamente occupata dalle valli da pesca (Valle Dogà, Valle Grassabò, Valle Dragojesolo tra le maggiori) è stata influenzata nel passato dal percorso medievale del Piave: l'alveo della Piave Vecchia. Il dosso sabbioso poco rilevato su cui oggi scorre il tratto finale del Sile è costituito, infatti, dalle alluvioni recenti del Piave (COMEL, 1961); questo dosso fluviale divide il bacino settentrionale dell'attuale laguna di Venezia dai terreni posti a est, i quali costituivano l'antica laguna di Jesolo e Eraclea successivamente interrata dalle alluvioni del fiume. L'Autore riporta che nel 1110 la

foce del Piave era situata poco a sud di Musile, poi, attraverso il percorso della Piave Vecchia, arrivò in breve tempo alla posizione attuale. Nel 1300 lambiva già la città di Jesolo dove le acque del Piave furono costrette a deviare verso sud-ovest per la presenza dell'antico lido di Jesolo, un cordone dunoso che sembra raccordarsi con le antiche linee di costa di Lio Maggiore e Lio Piccolo (FAVERO, 1983) e con la linea di costa odierna nei pressi di San Nicolò di Lido (FAVERO, 1994). Frequenti sono state le rotte e le deviazioni di questo corso d'acqua, soprattutto quelle in destra idrografica che si immettavano in laguna: COMEL (1961) cita quelle avvenute in prossimità di Caposile e sul prolungamento dell'attuale canale Francescato. Nella carta geomorfologica gli unici elementi di rilievo individuabili all'interno del settore occupato dalle valli da pesca sono delle lingue di sabbia, talora molto strette e allungate, che staccandosi dal dosso della Piave Vecchia si immettono in laguna. Nelle vicinanze di Case Iseppi, lungo l'alveo della Piave Vecchia, si stacca un lembo di terra emersa, ora arginata, costituito da sabbia al cui interno si individua la traccia di un paleoalveo. Questa lingua sabbiosa poco rilevata si snoda all'interno della laguna per circa 2 km e seguendo un tracciato sinuoso si collega con l'attuale canale della Madonna, un corso d'acqua presente già nelle carte del XVII secolo con l'idronimo "Canal vien dall'Arzere". L'origine di questo antico canale si individua nei pressi di Caposile, prima che venisse effettuato il Taglio del Sile, e sembra lambire l'Argine di San Marco, un argine artificiale costruito dai Veneziani nell'intento di allontanare le torbide del Piave dalla laguna. Un altro piccolo lembo sabbioso rilevato si riconosce tra Case Iseppi e Case Piave Vecchia; situato all'interno della laguna, esso si evidenzia, nonostante le modeste dimensioni e la mancanza di collegamento con il margine lagunare, per la presenza di un paleoalveo al suo interno. E ancora, nel punto in cui la conterminazione lagunare, coincidente in quest'area con l'antico Argine di San Marco, cambia direzione verso sud-est nei pressi di Santa Maria di Piave, si individua una fascia barenicola arginata che si sviluppa con continuità all'interno della laguna costeggiando un canale.

In una carta di Sebastiano Corradino del 1711, che rappresenta questo settore dell'attuale bacino lagunare, identificato a quel tempo con il termine di "luoghi paludivi", si riconoscono alcune aree contraddistinte dal toponimo "dosso". Dal confronto con la carta geomorfologica si rileva la corrispondenza tra queste aree e i lembi di terra emersa precedentemente descritti (Fig. 7.22).

In particolare, il dosso che si stacca da Case Iseppi, dopo aver cambiato direzione verso nord-ovest, si divide in due rami, uno dei quali prosegue verso sud-est costeggiando un'area barenicola posta tra due argini di valle da pesca. Tutti questi lembi di terra emersa, ora situati all'interno della laguna viva ma che nel XVIII secolo corrispondevano ad aree con un

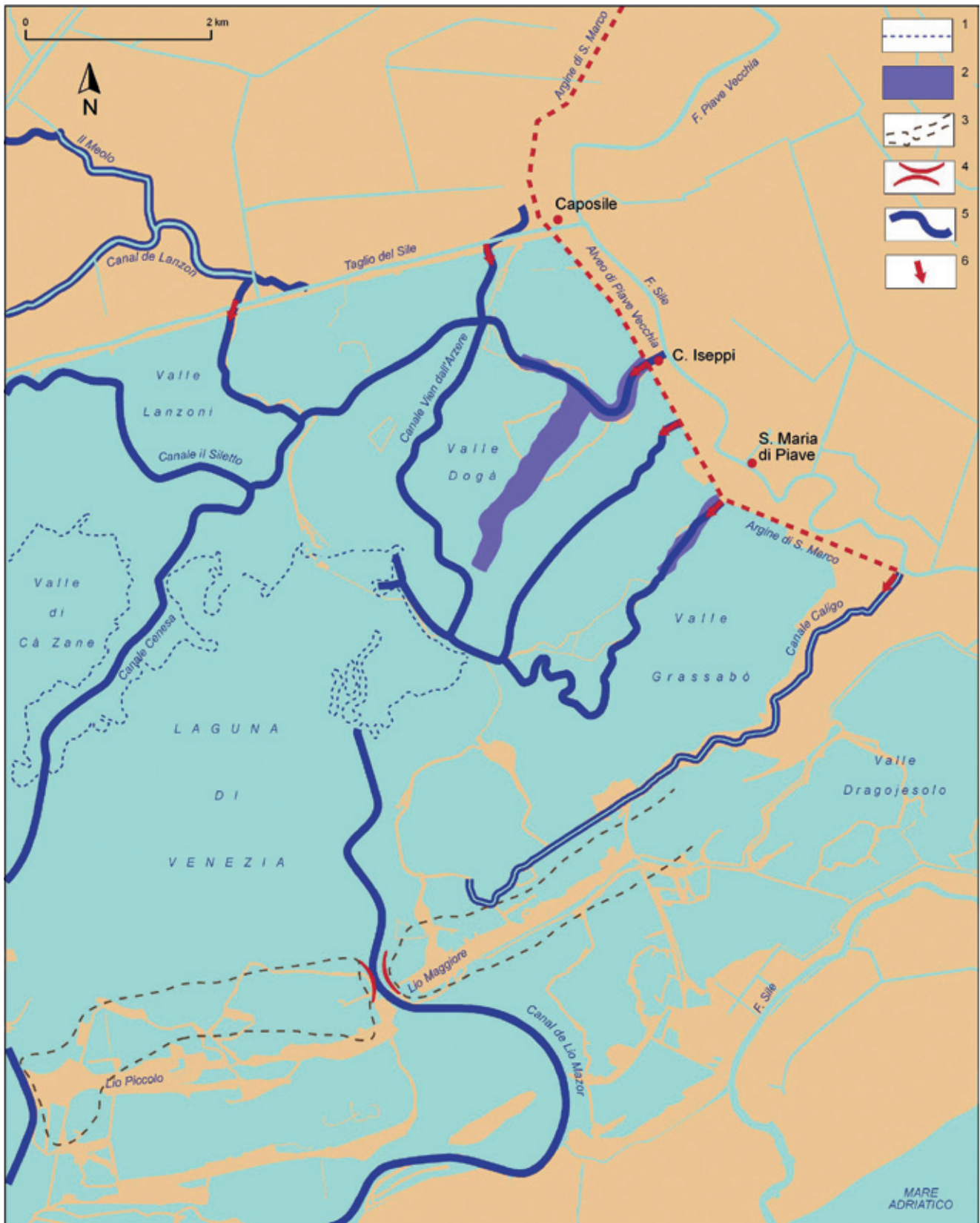


Fig. 7.22 - Le principali direttrici di deflusso dei fiumi di risorgiva Sile, Vallio, Meolo e del Piave nel settore settentrionale della Laguna di Venezia.

rilevato tale da poter essere definite “dossi”, potrebbero rappresentare le forme relitte di quelle rotte, citate da COMEL, attraverso le quali il Piave scaricava le sue torbide in laguna, trasformando quello che doveva

essere un ambiente di laguna aperta in paludi e torbiere.

A questo proposito FAVERO (1983) osserva che “dopo l’allontanamento del Piave e l’immissione, nel suo

vecchio alveo, delle acque del Sile, meno abbondanti e meno soggette a piene, le paludi e torbiere si trasformarono in barene e, non più alimentate dalle acque dolci e dalle torbide fluviali, regredirono rapidamente per un processo di sommersione. Tuttavia le arginature delle valli da pesca mantennero queste zone praticamente isolate dal resto del bacino lagunare”.

Da Santa Maria di Piave procedendo verso sud, si incontra una fascia di alluvioni sabbiose larga circa 1 km, la quale penetra all'interno della laguna per circa 5 km separando la Valle Grassabò dalla Valle Dragojesolo; presenta la forma di una leggera dorsale sul cui colmo scorre il canale Caligo. In un'area posta a sud-est del canale si nota una piccola depressione, probabile continuazione della Valle Dragojesolo in parte colmata dalle alluvioni plavensi e isolata dalla valle attuale per la presenza di argini artificiali. Gli Autori (COMEL, 1961; FAVERO, 1983) sono concordi nel considerare il canale Caligo un percorso alternativo del Piave, attraverso il quale il fiume scaricava le acque di piena in mare per l'antica bocca di porto situata tra Lio Piccolo e Lio Maggiore.

La sedimentazione delle alluvioni del Piave lungo la linea di costa ha fatto sì che questa si spostasse sempre più verso mare; si sono formati nel tempo dei cordoni dunosi che hanno man mano interrotto il collegamento tra l'antico bacino lagunare della Palude Maggiore e il mare aperto. Le acque defluivano attraverso il “Canale di Lio Mazor”, ora canale Pordelio, e sfociavano in mare presso l'antica bocca di “Porto di Lio Mazor”, ancora distinguibile nelle carte della prima metà del XVII secolo. Il “Canale di Lio Mazor” rimase come via di comunicazione a ridosso del nuovo litorale con foce non più rivolta al mare ma verso il canale di Treporti. Con la scomparsa della bocca di “Porto di Lio Mazor” l'antico bacino della Palude Maggiore entrò a far parte definitivamente dell'attuale bacino del Lido (FAVERO, 1983).

7.10.4. Il litorale nord-orientale

Nei pressi del sito archeologico di Jesolo - Le Mure, situato ora a circa 4 km dal mare, al di sotto delle antiche strutture poste alla base della basilica paleocristiana sono state rinvenute le sabbie di un antico litorale: secondo FAVERO (1991) si tratta di una antica linea di costa che proseguiva verso ovest fino a congiungersi con le località di Lio Maggiore e Lio Piccolo all'interno dell'odierna laguna; lungo il margine orientale del bacino lagunare le tracce di questo antico litorale non sarebbero visibili in quanto sepolte sotto le attuali barene.

Le formazioni sabbiose di Lio Maggiore e Lio Piccolo fanno parte, quindi, di una serie di “isole” create dal mare che ha ridistribuito i sedimenti portati dai fiumi. Sono isole lagunari aventi una genesi diversa da quella delle altre isole minori della laguna di Venezia per le quali è stata ipotizzata una origine “artificiale”: in questo caso si tratta di morfologie insulari

corrispondenti ai dossi sabbiosi degli antichi litorali (FAVERO, 1991). Ad attestare l'originaria posizione delle antiche linee di costa all'interno del bacino settentrionale della laguna restano pochi isolotti: Lio Maggiore, Lio Piccolo, Sant'Erasmo, Le Mesole, Falconera e i Dossi di Saccagnana.

L'antica linea di costa proseguiva in direzione di Sant'Erasmo fino a congiungersi, oltre la bocca di Porto di Lido, con San Nicolò di Lido che secondo FAVERO (FAVERO, PAROLINI & SCATTOLIN, 1988) rappresentava la posizione del litorale più avanzata verso mare in quanto coincidente con un dosso fluviale.

CANAL (1998) precisa che, mentre nel bacino meridionale della laguna di Venezia il cordone litoraneo da Chioggia a San Nicolò è rimasto pressoché stazionario durante gli ultimi 2800 anni, la linea di costa del settore settentrionale della laguna, da San Nicolò alla foce del Piave, si è alternativamente spostata prima verso nord e poi verso sud nel corso dei secoli: dove oggi osserviamo i canali di Treporti e di San Felice circa 2000 anni fa esisteva un cordone litoraneo che si estendeva dall'odierno Porto di San Nicolò fino alla località di Lio Piccolo.

Attraverso uno studio multidisciplinare che ha preso in considerazione dati archeologici, geofisici, mineralogici e micropaleontologici riguardanti i sedimenti tardoquaternari del bacino veneziano, BONARDI *et al.* (1997) hanno realizzato un modello sedimentario a scala secolare relativo agli eventi climatici minori degli ultimi 2000 anni. Nell'ambito di questo modello gli Autori hanno datato le antiche linee di costa individuate da E. CANAL mediante il rilevamento del fondale lagunare. I reperti archeologici più significativi giacciono ora sul letto dei canali a una profondità di 4-5 m per una lunghezza di circa 7 km dal porto di San Nicolò fino a Lio Piccolo: si tratta di materiali litici disposti in allineamento rettilineo pressoché continuo, simili agli antichi basolati stradali di età romana, che dovevano avere la funzione di percorsi viari posti lungo l'antico litorale (CANAL, 1998). Infatti dove ora si rilevano i canali di Treporti e di San Felice nel periodo compreso tra 2100 e 1800 anni BP esisteva un cordone di dune che separava la laguna dal mare aperto (Fig. 7.23a).

L'evoluzione di questo cordone litoraneo viene suddivisa in tre fasi principali:

- fase 1 - l'innalzamento del livello marino provocò la sommersione e la distruzione della prima linea di costa con la successiva formazione di nuove dune sempre più vicine al margine interno lagunare;
- fase 2 - il litorale si stabilizzò lungo l'allineamento Sant'Erasmo, Lio Piccolo e Lio Maggiore nel periodo che va da 1400 a 1100 anni BP (Fig. 7.23b);
- fase 3 - a seguito della diversione verso sud-ovest della foce del Piave, i sedimenti del fiume formarono, in un'area esterna al precedente litorale, una nuova serie di dune (corrispondenti alle odierne località di Falconera, Le Mesole, Saccagnana e Treporti) datate da 800 a 900 anni BP (Fig. 7.23c).

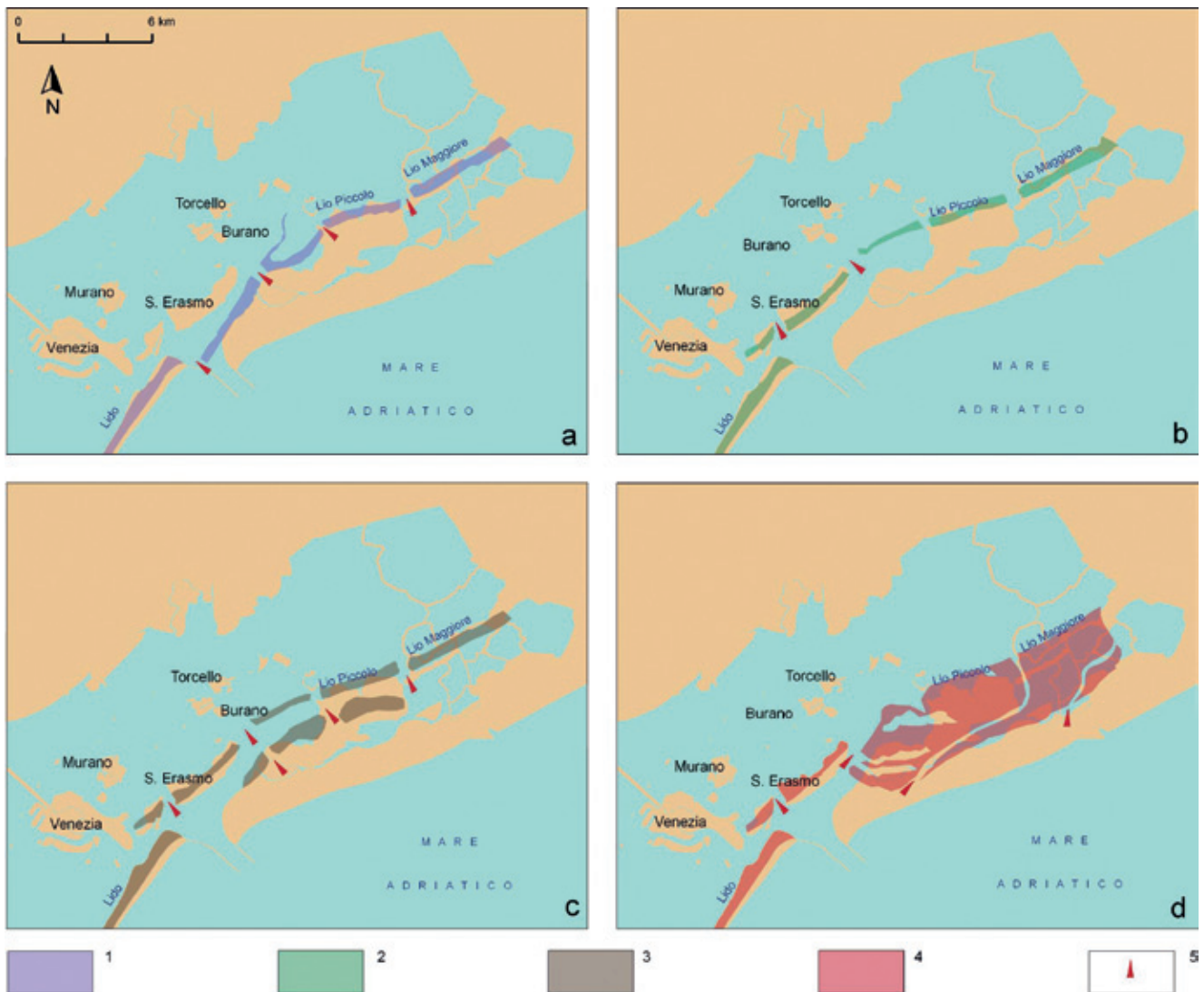


Fig. 7.23 - Ubicazione e migrazione degli antichi cordoni litoranei desunta su basi geoarcheologiche e geomorfologiche. Le frecce indicano le antiche bocche di porto.

Legenda: a) 2100 - 1800 BP; b) 1400 - 1100 BP; c) 900 - 800 BP; d) 500 - 400 BP (da BONARDI *et al.*, 1997, modificato).

Nel periodo compreso tra il X e il XIV secolo la deposizione delle torbide del Piave all'interno della laguna formò una vasta area palustre; l'occlusione delle bocche di porto che si erano precedentemente formate lungo il nuovo litorale racchiuse le acque fluviali e salmastre all'interno di quest'area fino a provocare l'apertura di una nuova foce lagunare nei pressi dell'antica bocca di Treporti (Fig. 7.23d). L'azione erosiva dell'acqua portò infine alla formazione dei canali di Treporti e di San Felice dove prima si localizzavano le dune della linea di costa più antica (BONARDI *et al.*, 1997).

7.11. LE LAGUNE DI CAORLE E BIBIONE

7.11.1. L'assetto geomorfologico dell'area

Attualmente per laguna di Caorle s'intende una superficie di circa 15 km² formata da alcune aree sommerse e in gran parte utilizzate come valli da pesca: Valle Grande di Caorle, Val Perera, Valle Zignago, Valle Nuova, Palude della Rocca. Si tratta di specchi

d'acqua con profondità comprese tra 0,5 e 3 m che nell'insieme si sviluppano lungo il corso del canale Nicessolo. Questo è l'asse portante del sistema lagunare e lo pone in comunicazione con il Mare Adriatico attraverso il Porto di Falconera (detto anche di Caorle). Altre zone lagunari sono conservate nella zona di Porto Baseleghe lungo il canale dei Lovi e la golena del Cavrato; si devono poi anche considerare la Valle Grande e la Vallesina di Bibione.

L'aspetto odierno della laguna di Caorle è il frutto di un'evoluzione attuata nel corso dell'Olocene, che ha subito però radicali cambiamenti di origine antropica a partire dal XVI secolo e soprattutto nel corso del XX secolo con le bonifiche agrarie. La carta geomorfologica, rappresentando la morfologia superficiale della zona, permette di osservarne gli aspetti geologici più recenti e "pellicolari" e solo in qualche caso quelli del primo sottosuolo; infatti le variazioni naturali e la notevole artificializzazione degli ambienti salmastri hanno causato l'erosione, il seppellimento o la rielaborazione di molte delle tracce antiche. Per contro, l'importanza

ricoperta dalla laguna di Caorle nell'economia e nella politica della Repubblica di Venezia ha richiesto frequenti rappresentazioni cartografiche che hanno documentato i cambiamenti subiti dalla zona negli ultimi 500 anni, con mappe storiche e dati d'archivio spesso di notevole dettaglio.

L'assetto geologico e stratigrafico dell'area considerata (Fig. 7.24) è stato analizzato grazie ad alcuni carotaggi profondi che hanno consentito di ricostruire e datare la sequenza sedimentaria della laguna (MAROCCO *et al.*, 1996; GALASSI & MAROCCO, 1999; LENARDON, MAROCCO & PUGLIESE, 2000).

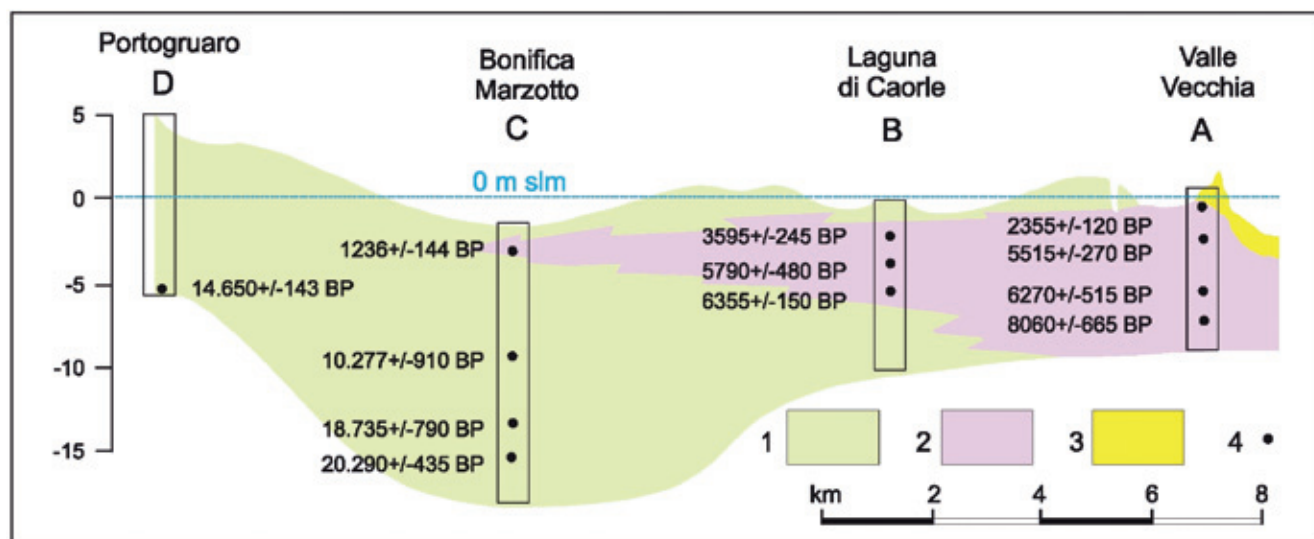


Fig. 7.24 - Sezione paleografica e stratigrafica dell'area della laguna di Caorle, transetto Portogruaro – Valle vecchia elaborato sulla base dei sondaggi A, B, C e D; per l'ubicazione si vedano Figg. 7.1 e 7.4.

Legenda: 1) depositi di pianura alluvionale; 2) depositi lagunari; 3) depositi costieri; posizione dei campioni datati (GALASSI & MAROCCO, 1999 semplificato).

7.11.2. La laguna attuale e le aree di bonifica

La carta geomorfologica in molti settori testimonia le tracce di quelli che furono gli spazi lagunari fino al XIX e XX secolo, rimasti relitti nelle zone di bonifica con interventi che hanno prosciugato i terreni nel corso di pochi decenni. Nel caso delle zone un tempo sommerse dalla laguna di Caorle quasi tutte le tracce di antichi canali lagunari e ghebi sono infatti facilmente riconducibili a morfologie rappresentate come ancora attive nella carta del Lombardo-Veneto e nelle prime tavolette IGM¹⁴.

Tutta l'attuale laguna di Caorle è delimitata da un argine perimetrale che la separa nettamente dalle aree bonificate, che furono parzialmente inondate anche dalla forte mareggiata del 1966, soprattutto a monte di Valle Nuova (BONDESAN *et al.*, 1995).

Nell'attuale laguna di Caorle le aree in cui sono presenti barene sono concentrate soprattutto nella Valle Grande, dove ricoprono buona parte della superficie, solcata da tipici ghebi che si dipartono dal canale Nicessolo. Altre superfici barenicole si trovano nella Valle Nuova (Fig. 7.25); qui però sono situate quasi esclusivamente lungo il perimetro, soprattutto presso la palude della Rocca e a ridosso di Porto Falconera. Negli altri settori della laguna di Caorle le barene sono quasi assenti o limitate a piccole porzioni tra gli argini e i terrapieni che formano la struttura delle valli da pesca. Fra queste si evidenzia la Valle

Zignago, formata da un complesso palinsesto di argini che la rendono molto caratteristica e facilmente identificabile anche nelle immagini telerilevate.

Negli altri settori dominati dalle acque salmastre, però all'esterno della laguna s.s., si segnalano aree a barene anche lungo il canale dei Lovi e Cavrato, Vallesina e Valle Grande di Bibione. In particolare all'interno della golena del canale Cavrato, recentemente ricalibrato, è presente un diffuso canneto il cui sviluppo è stato probabilmente favorito dal limitato deflusso dell'alveo, utilizzato come scolmatore del Tagliamento solo nelle piene maggiori.

La carta del microrilievo pone in evidenza il fatto che le zone di bonifica si trovano spesso a quote inferiori rispetto a quelle ancora sommerse, probabilmente a causa del costipamento differenziale verificatosi: maggiore nelle zone drenate sia per la perdita dell'acqua interstiziale, sia per la conseguente degradazione dei depositi torboso-organici ivi presenti. Nel complesso si può così notare come la laguna sia circondata da depressioni che si estendono verso monte fino all'isoipsa 0,5 m, con un limite che procede grosso modo da San Stino di Livenza per Cavanella di Concordia e Lugugnana fino a Cesarolo. La medesima isoipsa separa le aree più meridionali, quasi pianeggianti, da

¹⁴ Vedi anche il capitolo 2 "Profilo storico" e le Tavv. 2-3.

quelle settentrionali, topograficamente articolate per la presenza di morfologie fluviali come dossi e incisioni. Nell'area considerata, le quote più basse riportate dalla Carta Tecnica Regionale raggiungono i -3 m e si trovano a sud-ovest di Concordia Sagittaria, a poca distanza dalla grande ansa del fiume Lemene.

All'interno delle zone depresse sono evidenti numerose tracce, visibili da foto aerea, dei canali di marea e dei ghebi, talvolta molto complesse e fra loro sovrapposte. Verosimilmente i segni appartengono a varie fasi, ma la loro distinzione non è stata affrontata in questo lavoro. Le tracce appartenenti a questi elementi geomorfologici sono distinguibili da quelle propriamente fluviali per la minor ampiezza del loro alveo e soprattutto per la morfologia dendriforme che caratterizza il drenaggio lagunare; sovente si riconoscono diramazioni secondarie che si dipartono dal canale principale in direzione quasi perpendicolare e subscono poi a loro volta numerose ramificazioni. Questi aspetti sono particolarmente evidenti nella zona di Bandoquerelle, tra i fiumi Lemene e Loncon, dove tra l'altro lo spessore dei sedimenti organici superficiali era particolarmente considerevole, come ricordato dal toponimo Fosso della Torba.

Oltre alle zone sommerse dalle acque salmastre, prima delle bonifiche esistevano numerosi settori caratterizzati da terreni paludosi, sia salmastri che dolci, la cui origine era strettamente collegata allo scarso deflusso delle acque superficiali, ostacolato dalla presenza della laguna. Molte di queste aree palustri erano ancora ben rappresentate alla metà del XIX secolo; procedendo da est a ovest si possono ricordare: la Valle di Cesarolo, la Valle Grande e la Vallesina di Bibione, la Palude di Gramigna, la Valle Zignago, la Palude Mariussi, la Palude Ca' Balduro, la Palude di Sindacale, la Palude di Vanghera, la Palude Simoni, la Palude Grande di Concordia, la Valle Dolce, la Palude del Lago, la Palude Loncon, la Palude Bando Querelle, la Valle Rossetti e la Valle della Rocca, la Palude delle Sette Sorelle, la palude di Ottava Presa e di Nona Presa, la Palude Riello, la Valle Porri. Nel complesso i terreni attualmente posti sotto il livello marino tra Tagliamento e Livenza corrispondono a circa 230 km² (CASTIGLIONI, 1995) e sono tutti bonificati artificialmente.

I sedimenti degli antichi fondi lagunari mostrano spesso nello strato arativo un colore da grigiastro a bruno grigiastro (2,5Y 5-4/2 della Munsell Soil Color Chart)¹⁵, che in profondità passa poi a tonalità ridotte tipiche dei suoli idromorfi. Talvolta si segnalano anche resti di bivalvi tipo *Cerastoderma glaucum*, particolarmente abbondanti dentro i riempimenti dei canali lagunari dove talvolta si trovano anche significativi strati di torbe. La tessitura dei terreni dipende spesso dal microambiente lagunare in cui essi si sono depositi ma procedendo verso monte, dove la laguna ricopriva sottilmente la pianura preesistente, si ha una grande influenza dei substrati alluvionali sottostanti. Dopo quasi un secolo di arature profonde e aerazione del terreno, in mol-

te zone la spalmatura dei sedimenti lagunari è quasi completamente scomparsa; ciò è evidente presso Torresella di Portogruaro dove, in zone occupate dalla laguna fino agli inizi del XX secolo, oggi affiora direttamente la pianura pleistocenica con i caratteristici banchi di concrezioni carbonatiche.

Complessivamente nelle aree bonificate sono più diffusi i sedimenti limosi, anche se spesso possiedono una percentuale di sabbie variabile tra il 20 e il 40%. Nel settore a est dell'attuale laguna si segnalano però sabbie e sabbie limose la cui abbondanza è da correlare con l'attività del *Tiliaventum Maius* che con i suoi rami, probabilmente non contemporaneamente, sfociava tra Valle Zignago e Valle Vecchia, attraversando perciò l'attuale laguna. I depositi fluviali hanno interagito con l'ambiente salmastro e nella porzione superficiale si riconoscono fino al limite orientale del Porto di Falconera. Più a ovest le analisi chimiche e petrografiche condotte sulle sabbie dei litorali di Caorle hanno dimostrato una loro appartenenza al sistema del Livenza (PROVINCIA DI VENEZIA, 1983). La differenziazione tra sedimenti del Tagliamento e del Livenza-Meduna si basa soprattutto sulla maggior presenza di carbonati in questi ultimi e nell'assenza in essi delle litologie ignee o metamorfiche invece presenti nella zona della Carnia.

Oltre all'interazione con i fiumi, le lagune hanno subito soprattutto l'influsso del mare, in un rapporto variabile di erosione e deposizione¹⁶ caratterizzato da una dinamica molto rapida che ha comportato notevoli variazioni anche solo negli ultimi secoli. In particolare la situazione dei litorali riportata nelle varie carte storiche¹⁷, che rappresentano la costa tra Tagliamento e Livenza già a partire dalla prima metà del XVI secolo, consente di apprezzare la scomparsa o lo spostamento di alcune bocche lagunari come nel caso di quelle di Caorle, Santa Croce, Santa Margherita e del Mezzo Lido di Baseleghe. In particolare quest'ultima si trovava al centro dell'attuale litorale di Valle Vecchia e forse era ricollegabile all'antico corso del *Tiliaventum Maius*; la bocca di Mezzo Lido del Basileghe era rappresentata nelle mappe fino al 1562, ma già in quelle del XVII secolo non è più esistente.

7.11.3. La Valle Grande e la Vallesina di Bibione

La Valle Grande e la Vallesina vengono oggi spesso definite anche come Laguna di Bibione e si trovano comprese tra l'ala destra dell'apparato deltizio del Tagliamento, il canale Litoranea Veneta e il canale Lugugnana. Si tratta in realtà di valli da pesca di origine artificiale in quanto gli interventi antropici hanno trasformato zone palustri, separate dalla laguna di Caorle, in aree maggiormente comunicanti con le acque salmastre (CASTI MORESCHI, 1990). La

¹⁵ Vedi anche il capitolo 6 "Suoli" e il capitolo 8 "Geologia", in cui c'è un'apposita scheda sul caranto.

¹⁶ Vedi anche il capitolo 19 "Rischio da mareggiata" e la Tav. 16.

¹⁷ Vedi anche il capitolo 2 "Profilo storico" e le Tavv. 2-3.

documentazione cartografica ha infatti permesso di conoscere che, dopo alcuni tentativi di coltivazione a bosco, tra il 1689 e il 1694 la superficie venne resa una valle da pesca. In precedenza erano soprattutto le acque di piena del Tagliamento a rendere paludosa l'area. Poco prima del 1833 venne anche costruito un terrapieno che divise lo specchio d'acqua in due

porzioni: la Valle Grande e la Vallesina. Durante l'Olocene comunque l'area considerata era stata dominata anche dall'ambiente lagunare e forse marino, come dimostrato dalle tracce di probabili antichi cordoni dunali a monte della Litoranea Veneta e dalle dune pre-romane di località Mottaron dei Frati.



Fig. 7.25 - Valle Nuova nella Laguna di Caorle.

RICERCA SULLA PRESENZA DELLA FORESTA PLANIZIALE NELLA PIANURA VENETA ORIENTALE

Michele Zanetti - Associazione Naturalistica Sandonatese

Premessa

Riesce difficile, osservando le distese rurali e urbane che alle soglie del Terzo Millennio dilagano senza soluzione di continuità verso gli orizzonti più lontani del Veneto Orientale, immaginare il paesaggio e l'ambiente dell'antica foresta di pianura. Di quella cioè che i Romani e i Venetici e ancor prima le popolazioni Euganee e Liguri, conobbero, frequentarono, sfruttarono e affrontarono, dando infine inizio a quell'opera lunga e faticosa di erosione e di distruzione del tessuto forestale, i cui esiti conclusivi sono appunto visibili negli odierni paesaggi di pianura.

Ricostruire in termini semplicemente descrittivi l'ambiente della foresta padana, le sue atmosfere, i suoni, gli odori, i fremiti dovuti al passaggio delle stagioni, è sempre un esercizio di grande fascino, che difficilmente, tuttavia restituisce intatta la suggestione di un universo selvatico oggi del tutto estinto. La foresta non rivive infatti nel bosco Olmè di Cessalto, nel bosco Fontana di Mantova o nei boschi di Muzzana del Turgnano (UD): la foresta non esiste più e probabilmente non esisterà più, poiché i suoi requisiti primari erano costituiti dalla continuità della stessa superficie forestale su territori vastissimi e dall'architettura imponente e dunque da una dimensione della componente arborea dominante di proporzioni appunto imponenti. La volta forestale sfiorava i quaranta metri d'altezza, la stratificazione era folta e i patriarchi arborei di Farnia, di Frassino e d'Olmo presentavano proporzioni tali da trascendere la stessa fantasia. Proporzioni che non sono riscontrabili, attualmente, se non in rari individui sopravvissuti alle vicissitudini dell'antropizzazione del territorio.

Certo si può ricercare l'ancestrale atmosfera della foresta e la sua architettura nelle cattedrali di faggio del Cansiglio o nelle acquitrinose distese di farnia e leccio della Mesola (FE); forse però è la selva slovena di Tarnova, con la sua intricata distesa, con le sue atmosfere talvolta cupe, con i suoi silenzi inquietanti, con i suoi odori sconosciuti e con i suoi ospiti antichi a restituire in parte le sensazioni che nell'animo degli uomini di due millenni fa suscitava la Grande Madre Selva.

Erano, queste stesse, sensazioni di paura, di soggezione e di smarrimento al cospetto di un tentacolare universo vivente che avvolgeva e soverchiava schiacciando al suolo la minuscola dimensione umana, che inghiottiva e isolava. Nel contesto sconfinato della foresta ci si poteva infatti smarrire e si poteva vagare per giorni, seguendo le piste trac-

ciate dai grandi mammiferi, senza ritrovare la direzione per divincolarsi dal suo abbraccio mortale. Nella foresta si poteva morire, aggrediti dai grandi predatori di cui era rifugio, per la scarsità di cibo o per le insidie climatiche di un ambiente ostile alla vita dell'uomo.

Erano, al contempo e per queste stesse ragioni, sensazioni di rispetto sacrale, poiché nel groviglio verde della foresta, nei suoi alberi secolari, nell'intrico di fusti lianosi, nelle impenetrabili cortine di arbusti spinosi, nel richiamo dei grandi animali selvatici, si esprimeva tutta la forza generatrice di una Dea Madre che molto più tardi sarebbe stata chiamata Natura. L'espressione di quella energia che eternamente costruisce e demolisce secondo le leggi di un ordine superiore, ovvero del Sistema Naturale.

La foresta primaria, insomma, non apparteneva all'uomo, ma alla vita selvatica, all'universo di vita selvatica espresso da centinaia di specie vegetali e animali che della foresta erano struttura vivente e che la foresta stessa edificavano.

La grande scimmia bipede venuta dall'Africa centinaia di migliaia di anni prima era invece figlia della savana: degli spazi aperti che essa poteva controllare, percorrere facilmente, sfruttare grazie a strumenti e caratteri che l'evoluzione naturale non aveva concesso ad alcun'altra specie. Per questo la foresta non era ambiente da colonizzare, ma spazio da conquistare. Per questo la stessa foresta andava sospinta verso orizzonti lontani e dunque distrutta: lo imponevano l'ecologia della specie umana e soprattutto la grande rivoluzione culturale cominciata con esiti incerti alcuni millenni prima e conosciuta con il nome di allevamento e poi di agricoltura.

Sulle tracce della foresta estinta

Ricerare le testimonianze viventi dell'antica foresta planiziale nella Bassa Pianura Veneta non è esercizio facile. Significa infatti esplorare un territorio il cui assetto geografico, la cui geomorfologia e idrografia e la cui dotazione vegetale e animale risultano sensibilmente - se non radicalmente - modificate rispetto all'epoca storica antica o protostorica. Oltre tremila anni di trasformazioni antropiche dell'ambiente, sommate alle naturali modificazioni dei parametri climatici, idrogeologici e geomorfologici, hanno determinato una situazione ambientale che si discosta spesso profondamente dall'assetto conosciuto e talvolta descritto dagli stessi cronisti d'epoca romana. Per avere la percezione di tali mutamenti è del resto sufficiente pensare alle modificazioni della

geografia fluviale, con la conseguente estinzione pressoché totale della capacità degli stessi apparati fluviali di modellare il territorio. L'estinzione dei fenomeni di spagliamento e di deposizione del sedimento fluviale che generavano i profili della pianura ha inciso in misura determinante sui processi di genesi, di evoluzione e di involuzione ambientale degli originari bacini lagunari. Parimenti importanti sono state le conseguenze ambientali relative ai successivi interventi di prosciugamento e di dissodamento delle vastissime superfici palustri sublitoranee, con modificazioni dei livelli di falda e degli stessi parametri del clima, che in epoca romana era caratterizzato da valori riferibili a una fase secondaria di espansione glaciale. Le stesse bonifiche hanno inoltre determinato fenomeni di subsidenza, contestuali a fenomeni di eustatismo positivo dovuti ai mutamenti e alle oscillazioni climatiche postglaciali (da 12.000 anni BP). La stessa opera bimillenaria di deforestazione sistematica, infine, ha modificato profondamente il microclima, il livello della falda freatica e la natura dei suoli della Pianura Veneta Orientale, con l'estinzione dell'azione pedogenetica della stessa foresta.

La ricerca degli antichi domini forestali, espressi in termini geografici, presuppone lo studio dei documenti relativi alla cartografia geomorfologica. L'altimetria, o meglio la micro-altimetria, costituisce un parametro determinante in questo senso. Le formazioni forestali mesofile, miste e caratterizzate dalle dominanti arboree Farnia, Carpino bianco e Olmo campestre, occupavano infatti i suoli più elevati, interessati come tali soltanto agli eventi alluvionali di dimensioni più rilevanti o eccezionali. Contestualmente va rilevato che la stessa foresta si caratterizzava per una composizione del sottobosco erbaceo peculiare e sensibilmente diversa da quella tipica dei boschi spiccatamente igrofili e di ripa (Frassineti, Populeto-saliceti, Alneti). In questi termini, pertanto, la ricerca degli antichi domini forestali può essere intesa come incrocio e sovrapposizione dei dati costituiti appunto dalla geomorfologia e dall'altimetria, da un lato, e dalla presenza e distribuzione delle stesse tracce viventi costituite dalla flora erbacea di sottobosco, dall'altro.

In altre parole, essendo che l'opera di abrasione della naturalità da parte dell'uomo non ha rimosso del tutto - se non in casi particolari - le componenti delle biocenosi pregresse, la ricerca degli stessi elementi residuali condotta nel territorio consente di delineare una significativa geografia dei querceti storici.

La successiva verifica, mediante sovrapposizione della cartografia geomorfologica, a conferma del dato, consente di comprendere quale fosse l'entità territoriale del grande ecosistema formato dalla stessa foresta mesofila.

La ricerca delle testimonianze viventi relative all'ambiente forestale è stata condotta nell'area della Pianura Veneta Orientale a partire dal 1994. Soltanto con la creazione dell'Osservatorio Florofaunistico Venetorientale, avvenuta nel 1998 a opera dell'Associazione Naturalistica Sandonatese, tuttavia, la stessa ricerca ha assunto precisi connotati di metodo e di continuità, avendo come base la Carta tecnica regionale e come riferimento le parcelle cartografiche in scala 1:5000.

A partire dal 1998, pertanto, i naturalisti ricercatori, che hanno aderito al progetto di monitoraggio permanente della Biodiversità nel contesto territoriale denominato Pianura Veneta Orientale, hanno contribuito a tracciare le mappe di distribuzione relative alle specie floristiche proprie del sottobosco dei querceti planiziali.

Prima di procedere alla presentazione del catalogo floristico interessato e utile alla ricerca si ritiene importante tracciare i caratteri identitari relativi alla geografia dell'area interessata.

La Pianura Veneta Orientale

Con l'espressione geografica Pianura Veneta Orientale si intende, in questa sede, il settore della Bassa Pianura Veneta collocato a est del fiume Marzenego e i cui limiti geografici sono stati convenzionalmente fissati nei termini seguenti:

A ovest: corso del fiume Marzenego - Ponte della Libertà - Città di Venezia - Bocca di porto di Lido; a sud: litorale alto Adriatico compreso tra Punta Sabbioni e la foce del Tagliamento; a est: basso corso del fiume Tagliamento; a nord: per quanto qui d'interesse, il confine provinciale con le province di Pordenone e Treviso.

Si tratta, in sostanza, di una superficie territoriale comprensiva di quattro distinte fasce geografiche - una quinta, come si vedrà, l'interessa soltanto marginalmente - il cui profilo risulta indicativamente quadrangolare.

L'area territoriale di riferimento delle considerazioni e delle ricerche cui si fa riferimento nel seguito costituisce un ambito geografico omogeneo e ad elevato livello di antropizzazione. Si tratta, in particolare, della fascia territoriale che si colloca in posizione litoranea e sublitoranea e che costituisce un elemento di connessione tra la Bassa Pianura Veneta e la Bassa Pianura Friulana.

La successione di fasce geografiche che la caratterizza comprende: il litorale sabbioso, di profondità trasversale oscillante fra i cinquecento e i cinquemila metri; la laguna salmastra, conservatasi soltanto nell'area veneziana e di ampiezza pari a circa dodicimila metri; la bassa pianura alluvionale, sottratta alla pregressa condizione palustre mediante l'opera di bonifica otto-novecentesca; la fascia delle risorgive, collocata a separazione tra alta e bassa pianura

e di ampiezza indicativa pari a mille-cinquemila metri, e infine l'alta pianura diluviale, la cui entità risulta comunque assai ridotta nel contesto considerato.

La sua superficie si estende per circa 1800 km² (180 mila ettari) e include il settore orientale dei territori amministrativi relativi alle province di Treviso e Venezia. Essa comprende l'intero bacino settentrionale della laguna di Venezia ed è solcata trasversalmente da una rete fluviale che forma un complesso sistema idrografico, i cui elementi principali sono costituiti da corsi d'acqua di tipo alpino, di risorgiva e di bonifica.

Le trasformazioni ambientali dovute all'opera plurimillennaria dell'uomo sono, nell'area suddetta, di entità particolarmente rilevante. L'urbanizzazione sistematica dei litorali sabbiosi ha cancellato quasi ovunque le strutture geomorfologiche tipiche, ovvero gli apparati dunali. La diversione delle maggiori aste fluviali dalle foci naturali e l'arginatura della laguna di Venezia hanno modificato irreversibilmente l'idrografia territoriale e il regime idraulico della stessa laguna. Il prosciugamento delle paludi circumlagunari e litoranee ha determinato l'appoderamento e l'urbanizzazione di territori vastissimi, ma anche fenomeni di subsidenza tuttora in atto¹⁸. La densa infrastrutturazione longitudinale e trasversale del territorio ha determinato la creazione di barriere biotiche talvolta invalicabili per interi gruppi di organismi e ha indotto, contestualmente allo sfruttamento della risorsa edafica, la creazione di un sistema di cave senili costituito da una quindicina di bacini, con una superficie complessiva estesa per oltre 200 ha. Le stesse infrastrutture sono costituite da strade statali, da tre tronchi autostradali - cui se ne sta aggiungendo un quarto - nonché da linee ferroviarie longitudinali e trasversali che verranno affiancate da una nuova linea ad alta velocità e alta capacità. Il patrimonio forestale è stato letteralmente cancellato dalla geografia territoriale essendo attualmente riconducibile ai soli boschi fluviali e alle pinete litoranee artificiali, anche se si è recentemente arricchito con nuovi boschi realizzati artificialmente sul modello ecologico degli antichi querceto-carpineti (Bosco Bandiziol a San Stino, Bosco di Mestre ecc.). Il querceto-carpineto autoctono costituisce, per contro, una presenza del tutto residuale, la cui superficie complessiva non supera i 40 ha.

L'insediamento comprende infine centri di grandi dimensioni relative (Mestre, Treviso), centri di medie dimensioni (capoluoghi territoriali come San Donà di Piave, Portogruaro, Mogliano Veneto, Oderzo ecc.) e decine di piccoli centri dispersi lungo il reticolo fluviale, oltre a un esteso e polverizzato insediamento sparso di tipo puntiforme e lineare, mentre i litorali sabbiosi sono occupati, come s'è detto, da città balneari con configurazione lineare, estese per decine di chilometri.

In questo particolare contesto geografico, di sostanziale omogeneità geografica e di contestuale, elevata diversità ambientale, le maggiori trasformazioni ambientali antropiche¹⁹, ovvero quelle che hanno scandito la storia del rapporto uomo-ambiente, sono pertanto costituite da:

- deforestazione protostorica e storica (dall'epoca preromana al XIX° secolo);
- diversione fluviale veneziana (secoli XIV-XVIII);
- bonifica otto-novecentesca;
- l'urbanizzazione novecentesca.

Queste stesse che hanno cancellato i due ecosistemi dominanti propri dell'assetto naturale di questo territorio e costituiti dalla foresta mesofila e dalla palude dolce.

La ricerca

La ricerca relativa alla diffusione geografica dell'ecosistema forestale mesofilo si è sviluppata, come affermato in precedenza, attraverso la mappatura di alcune specie floristiche minori, ovvero di tipo erbaceo, tipiche del sottobosco dello stesso querceto planiziale.

Il querceto-carpineto di bassa pianura si caratterizza per la composizione mista; le sue componenti arboree sono infatti rappresentate da specie dominanti come la Farnia (*Quercus robur*), il Carpino bianco (*Carpinus betulus*), il Frassino ossifillo (*Fraxinus oxycarpa*) e l'Olmo campestre (*Ulmus minor*), in percentuali diverse. La struttura forestale è tipicamente stratificata, con una folta componente intermedia formata da arbusti di specie diverse, mentre lo strato inferiore risulta caratterizzato da una componente erbacea folta e diversificata. Ne sono componenti tipiche la Primula comune (*Primula vulgaris*), la Pervinca (*Vinca minor*), il Sigillo di Salomone maggiore (*Polygonatum multiflorum*), l'Anemone bianca (*Anemone nemorosa*), l'Aglio orsino (*Allium ursinum*) e la Polmonaria (*Pulmonaria officinalis*). Queste stesse formavano infatti una compagine tipicamente legata al microclima fresco-umido del sottobosco ombreggiato e al fertile suolo umifero di origine appunto forestale; la loro presenza risultava pertanto direttamente legata all'ecosistema forestale mesofilo, che dalla gronda delle lagune salmastre dilagava letteralmente sui ripiani sedimentari emersi della bassa pianura e sui terrazzi diluviali dell'alta pianura, fino a raggiungere e a risalire le pendici collinari venete. La scelta di questa componente ai fini dell'indagine in oggetto è dovuta al fenomeno della permanenza delle specie suddette nel territorio, anche successivamente alla deforestazione. E' stata infatti verificata una sua maggiore resistenza all'abrasione da

¹⁸ Vedi anche il capitolo 16 "Subsidenza" e la cartografia di Tav. 15.

¹⁹ Vedi anche il capitolo 2 "Profilo storico" e le Tavv. 2 e 3.

trasformazione ambientale antropica. In altre parole le specie erbacee di sottobosco, oltre che costituire un indizio certo per il legame ecologico univoco con l'*habitat* del querceto mesofilo, riescono generalmente a conservare una presenza sfruttando i biotopi di rifugio rappresentati da boschi agrari da legna e dal reticolo delle siepi. Queste ultime, in particolare, possono essere considerate biotopi di rifugio della naturalità minore propria dell'antica foresta. Esse hanno infatti determinato le condizioni affinché un'interessante frazione della fitocenosi forestale evitasse l'estinzione locale, consentendo di assegnare loro, nell'attuale realtà d'ambiente, il ruolo di testimonianza residuale dello stesso ambiente forestale storico. Ruolo che dovrebbe imporre la loro conservazione, innanzitutto per conseguire l'obiettivo di tutela della biodiversità - e dunque dell'identità ecologica - della Pianura Veneta.

L'esito della ricerca in oggetto è delineato nelle car-

tine schematiche che evidenziano la diffusione territoriale rilevata per ciascuna delle specie in oggetto. Ciascuna di esse presenta un livello di diffusione nel territorio differente dalle altre, rivelando implicitamente due diversi aspetti: il primo relativo a una possibile disomogeneità floristica del sottobosco dei querceti storici di pianura - condizione riscontrata peraltro negli stessi biotopi relitti di querceto-carpinetto; il secondo riguardante invece le differenti capacità di adattamento ai nuovi ambienti proprie di ciascuna specie.

La somma dei rilievi di presenza, effettuati sulla base del reticolo cartografico regionale relativo alla scala 1:5000, in cui ciascuna tavoletta presenta una superficie pari ad alcune centinaia di ettari, ha infine consentito di delineare, con buona approssimazione, le superfici forestali relative all'epoca storica. L'esame delle cartine relative a ciascuna specie

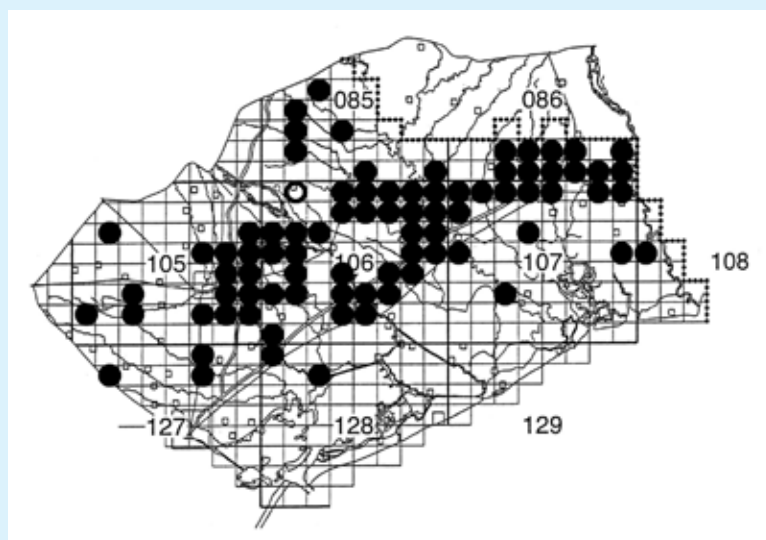


Fig. 7.26 - Distribuzione rilevata per la Primula comune (*Primula officinalis*).

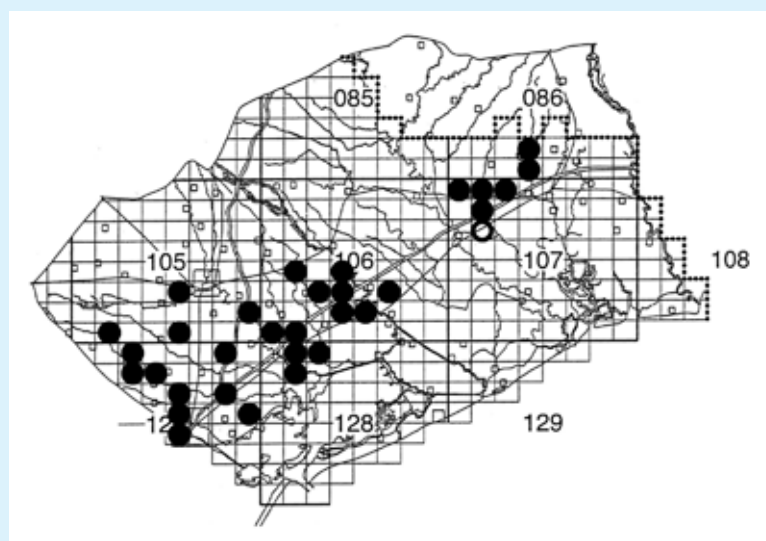


Fig. 7.27 - Distribuzione rilevata per la Pervinca minore (*Vinca minor*).



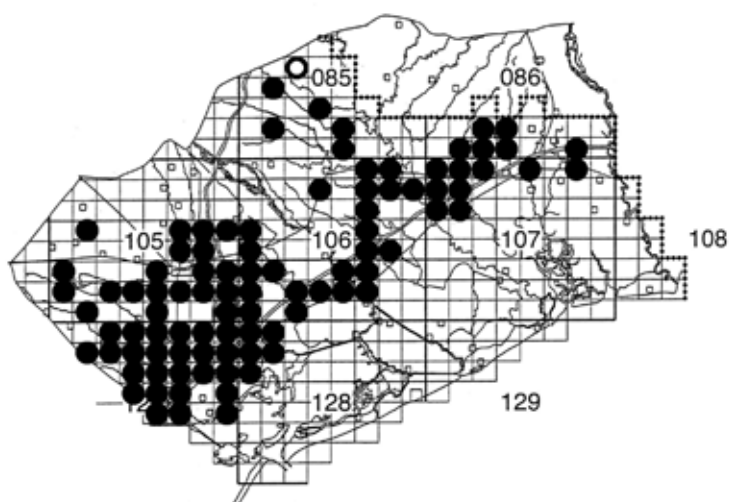


Fig. 7.28 - Distribuzione rilevata per il Sigillo di Salomone maggiore (*Polygonatum multiflorum*).

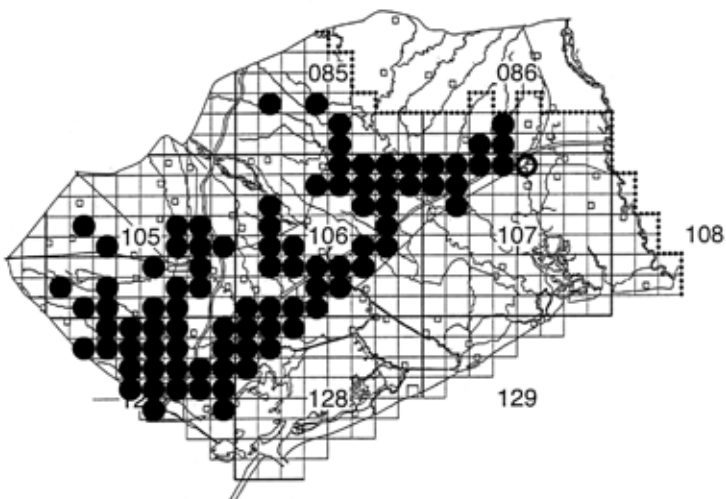


Fig. 7.29 - Distribuzione rilevata per l'Anemone bianca (*Anemone nemorosa*).

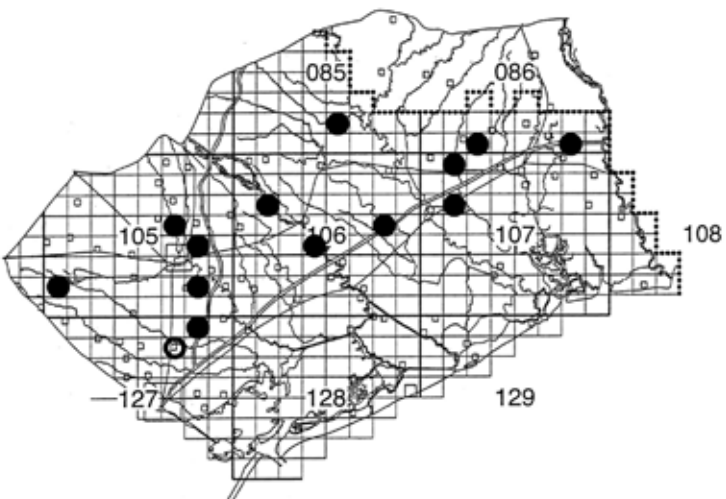


Fig. 7.30 - Distribuzione rilevata per l'Aglio orsino (*Allium ursinum*).

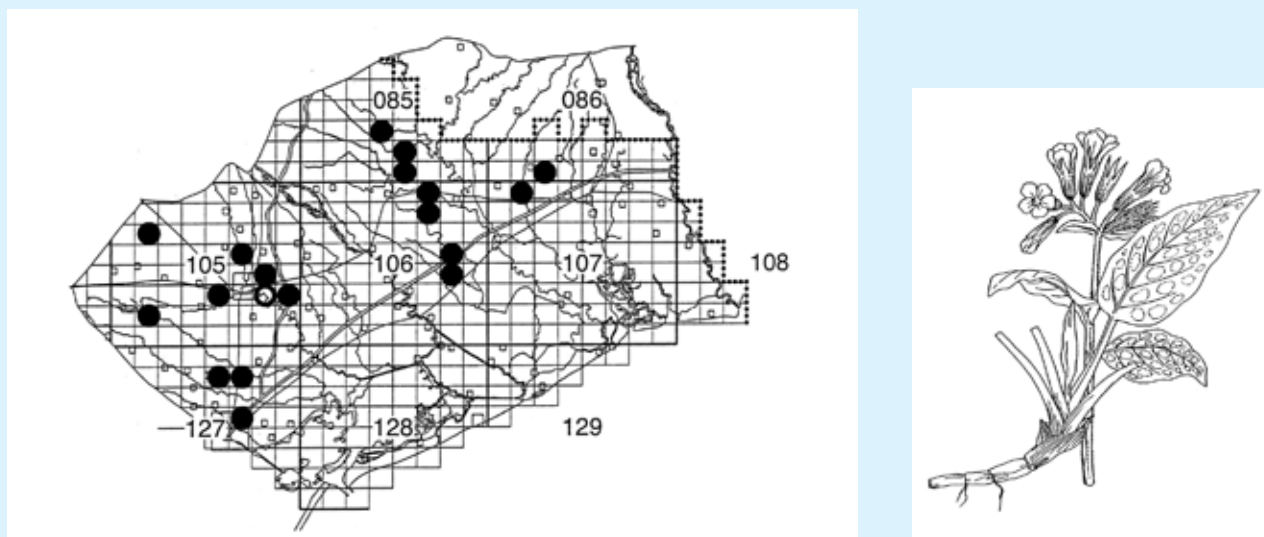


Fig. 7.31 - Distribuzione rilevata per la Polmonaria (*Pulmonaria officinalis*).

consente, in prima istanza, di verificare una costante riguardante la posizione del fronte forestale meridionale. I riquadri privi di presenze collocati a nord di tale linea sono dovuti all'elevato livello di trasformazione ambientale antropica e, più spesso, a carenza di copertura nella ricerca. La linea virtuale che segna il limite meridionale della stessa foresta si sviluppa con andamento progressivamente divergente rispetto all'attuale linea di costa. Dalla gronda lagunare mestrina, in cui i boschi si affacciavano letteralmente alla laguna ancora in epoca storica recente, il fronte forestale arretra fino all'altezza dell'abitato di San Michele al Tagliamento, presso il confine regionale. La fascia lagunare, attualmente trasformata in distesa agraria, andava cioè dilatan-

dosi verso est. La stessa autostrada Venezia-Trieste segue di fatto il ciglio delle antiche depressioni lagunari e palustri e sembra segnare di fatto il limite meridionale di diffusione delle specie floristiche proprie del sottobosco forestale.

In dato trova un riscontro oggettivo nella cartografia geomorfologica – del microrilievo – in cui l'altimetria dei suoli evidenzia come il limite di cui si parla fosse il medesimo dei territori emersi e come tali idonei alla colonizzazione da parte delle formazioni forestali mesofile. L'esame della cartografia in oggetto, dunque, se conferma l'ipotesi relativa a una presenza della foresta su tutte le superfici di bassa pianura collocate stabilmente sopra il livello del mare, evi-

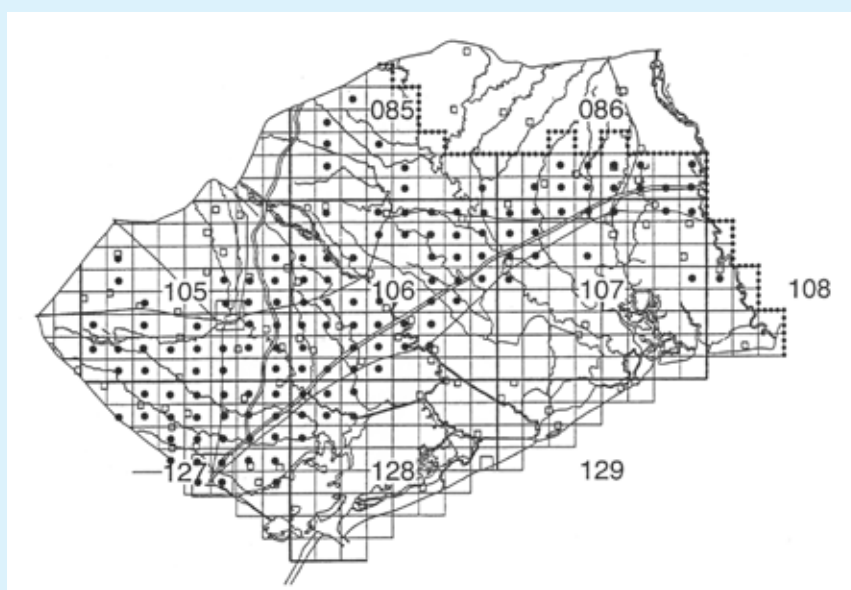


Fig. 7.32 - Distribuzione delle specie floristiche erbacee di sottobosco rilevata nell'ambito del Progetto di monitoraggio permanente della Biodiversità della Pianura Veneta Orientale tra il 1988 e il 2010.

denza che le rare infiltrazioni delle specie floristiche in oggetto a sud del suddetto limite riguardano esclusivamente i dossi lineari che rendono pensili i grandi fiumi o i loro paleoalvei.

Le stesse isole lagunari veneziane prossime alla gronda e originate da antiche alluvioni fluviali dovevano essere in origine fittamente boschive se, come risulta dalla cartografia storica più antica, una tra queste era denominata *Gajola*: termine di origine longobarda derivato dal sostantivo "gahagi" (bosco). La successiva colonizzazione antropica e il reiterato processo di trasformazione ambientale e di abrasione della naturalità pregressa ha tuttavia cancellato del tutto, in questi casi, le testimonianze floristiche della stessa foresta.

Le discontinuità che si osservano nella cartografia prodotta dalla ricerca presentano una diversa motivazione: nella fascia territoriale più interna, infatti, si tratta di carenze di indagine, mentre nella fascia di bassa pianura le situazioni di vuoto relative alle specie in oggetto sono dovute alla presenza di situazioni di tipo palustre permanenti o ricorrenti, dovute alla presenza di depressioni e alle esondazioni dei sistemi fluviali alpini o di risorgiva.

Se poi si considera, a ulteriore conferma delle infor-

mazioni così desunte, la presenza e la distribuzione dei toponimi di origine propriamente forestale, riferiti soprattutto ad alberi tipici del querceto, il dato d'ipotesi trova conferma ulteriore. *Carpenedo*, *Rovarè*, *Frassina*, *Ormelle*, *Olmi* e numerosi altri attestano un'ampia diffusione della flora maggiore propria dei querceti di bassa pianura nell'intera Pianura Veneta Orientale. In questo caso, inoltre, la testimonianza culturale supera il significato relativo alla semplice presenza della foresta mesofila, per assumere un significato complementare di tipo fitostorico: alcuni interessanti toponimi, infatti, rivelano la permanenza in epoca storica di specie arboree relitte e tipiche di situazioni bioclimatiche estinte, come il pino silvestre, la betulla e il faggio.

Di particolare interesse al fine di valutare la presenza della foresta nella bassa pianura del Veneto Orientale risulta infine la testimonianza costituita dal governo dei boschi messo in atto dalla Serenissima. Migliaia di documenti, conservati presso l'Archivio di Stato di Venezia, riguardano l'attività dei tecnici della Repubblica e la formulazione dei provvedimenti di governo del patrimonio forestale di pianura. I roveri e le farnie dei boschi sopravvissuti alle successive azioni di deforestazione (protostorica, romana, bassomedioevale) costituivano la materia

1. Carpenedo ha 2,5
2. Cessalto (TV) ha 24
3. Cavalier (TV) ha 9
4. Basalghelle (TV) ha 13
5. Gaiarine (TV) ha 4
6. Lison ha 6
7. Zacchi ha 0,5
8. Villa Bombarda ha 11
9. Alvisopoli ha 3,5

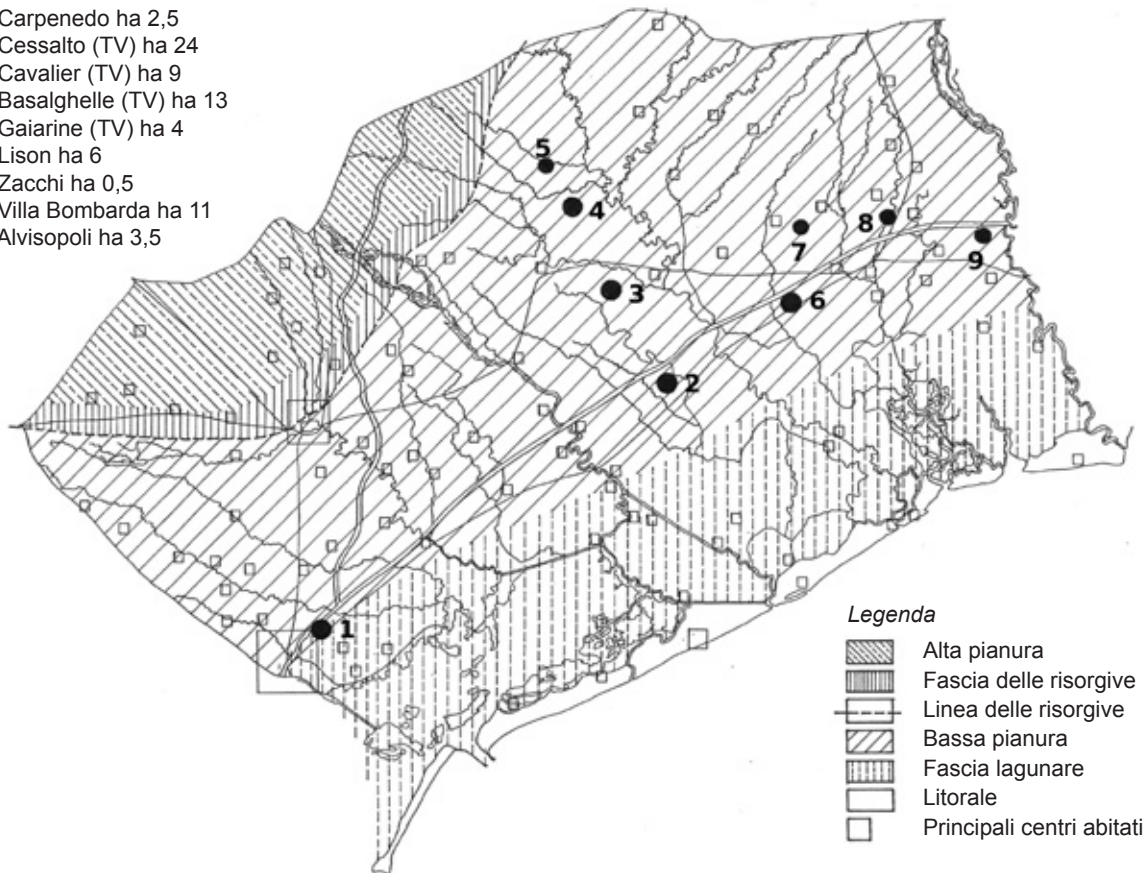


Fig. 7.33 - Fasce geografiche e boschi storici nella Pianura Veneta Orientale.



Fig. 7.34 - Il Bosco del Merlo nella campagna dei vigneti di Lison (Portogruaro): significativo esempio di biotopo forestale relitto.

prima necessaria a sostenere la potenza militare e commerciale di Venezia e godevano delle attenzioni speciali riservate a una risorsa strategica.

Le risorse dell'antica foresta

In Epoca preromana, e ancora in Epoca romana, la foresta di pianura costituiva una fonte preziosa di risorse. Se da un lato infatti le formazioni forestali occupavano le superfici più fertili della stessa pianura e il loro abbattimento risultava necessario per consentire l'espansione delle colonie umane e della produzione primaria necessaria al loro sostentamento, dall'altro esse costituivano autentici apparati di produzione di beni di notevole importanza economica. Questa fu certamente la ragione per cui la stessa foresta venne sostituita, nel nuovo paesaggio delineatosi con l'affermazione dell'agricoltura, da un fitto mosaico di superfici boschive, cui erano demandate funzioni analoghe.

Va comunque sottolineata la natura sostanzialmente diversa, nel rapporto con l'ambiente forestale, relativa alle due fasi, protostorica (Età del Bronzo) e storica (Età del Ferro, Epoca Romana), dell'economia delle popolazioni di pianura. Nel primo caso,



Fig. 7.35 - Scorcio della campagna a sud del Bosco del Merlo (Lison, Portogruaro).

infatti, la foresta rappresenta ancora una realtà ambientale egemone e, nel contempo, un apparato produttivo naturale indispensabile alla sussistenza delle comunità insediatesi stabilmente nell'ambiente planiziale. Le forme ancora primitive di agricoltura e di allevamento imponevano infatti un'economia mista, in cui l'aspetto relativo alla caccia e raccolta presentava ancora un'importanza rilevante. In questi termini pertanto la foresta rappresentava una fonte di risorse complementare, ma indispensabile, da cui si prelevavano significative entità di biomassa animale e vegetale.

Anche se la grande fauna forestale quaternaria appariva in questa fase della storia naturale in declino irreversibile, la dimensione delle superfici forestali e la relativa contiguità con gli spazi umanizzati consentivano ancora una remunerativa attività venatoria. Venivano pertanto effettuate cacce in battuta al cinghiale e al cervo, al capriolo e persino al lupo, di cui si sfruttava la pelliccia, mentre ogni specie di



Fig. 7.36 - Il Bosco Zacchi, nella campagna di Cinto Caomaggiore: esempio di frammento forestale storico di esigue dimensioni.

mammifero o di uccello forestale costituiva una potenziale preda di interesse alimentare. Si sommava inoltre a questa la raccolta di vegetali selvatici: dai germogli (pungitopo, asparago selvatico, tamaro, luppolo ecc.) ai frutti (more, rosa canina, melo selvatico, prugnolo, ciliegio, nocciolo ecc.), quindi la ricerca del miele prodotto dalle api selvatiche e di qualsiasi altra sostanza, vegetale o animale, fosse appunto commestibile.

Più limitata era l'importanza della foresta di pianura come fonte di approvvigionamento di materiali da costruzione. I ricoveri abitativi venivano probabilmente realizzati con l'impiego di tronchi e rami di alberi a legno tenero (salici, pioppi, ontani), come tali meno faticosi da abbattere, mentre le coperture venivano costruite con materiali quali la canna di palude o le grandi carici, prelevate dalle paludi dolci periferuali. In sostanza dunque la foresta costituiva un autentico apparato produttivo naturale, le cui

dinamiche sfuggivano al controllo dell'uomo, ma i cui prodotti risultavano indispensabili all'economia di sussistenza tipica delle culture dell'epoca.

Nella seconda fase, relativa al periodo propriamente storico e dunque alla stessa epoca romana, il rapporto di sfruttamento instaurato con l'ambiente forestale evolve in termini sostanziali. In questo caso, peraltro, si può già parlare di "residuo" ambiente di foresta, poiché l'intervento di deforestazione aveva ormai raggiunto livelli elevati e determinato la frammentazione delle stesse superfici forestali e un arretramento degli orizzonti forestali verso l'alta pianura o verso i lidi e le lagune. La foresta primigenia conservava pertanto tracce di presenza assai estese e di relativa integrità e tuttavia il paesaggio agrario romano costituiva la realtà egemone nell'area di bassa e media pianura del Veneto. Appezamenti a cereali si alternavano alle vigne, al pascolo e soprattutto al bosco, che costituiva un fondamentale apparato di produzione energetica, d'uso comune e



Fig. 7.37 - La campagna di Pradipozzo (Portogruaro) in cui sorgeva l'antica foresta planiziale.

di superficie dimensionata in ragione delle esigenze della stessa comunità rurale.

Al bosco era dunque stato assegnato, definitivamente, il ruolo anticamente svolto dalla foresta, con una importanza crescente per l'aspetto relativo alla produzione di materiali lignei da costruzione. Le accresciute esigenze, dovute ai molteplici impieghi e al contestuale sviluppo di tecnologie di lavorazione di notevole livello, assegnavano ai materiali lignei lavorabili la stessa importanza riguardante il materiale combustibile, come i precedenti forniti dal bosco.

Il bosco veniva pertanto ad assumere un valore strategico, cui erano legati l'economia e la qualità della vita delle comunità che ne gestivano le risorse; valore che si ritroverà inalterato e anzi enfatizzato mille anni dopo, nell'economia e nella politica di gestione delle risorse territoriali attuata dalla Serenissima.

Quanto al rapporto con la foresta, esso conservava certamente un'importanza ancora rilevante, ma non più determinante. La foresta rimaneva l'ambiente vocato alla grande attività venatoria, senza tuttavia



Fig. 7.38 - La campagna di Dese (Venezia-Mestre) in cui è in corso la realizzazione del Bosco di Mestre.

che questa risultasse determinante per l'approvvigionamento di risorse alimentari; occasionalmente essa veniva frequentata per la raccolta di legna o di alimenti vegetali e per il prelievo di materiali da costruzione, ma le distanze dai maggiori insediamenti, che si dilatavano progressivamente, limitavano molto probabilmente queste stesse attività.

I destini della grande foresta padana, in epoca romana, erano pertanto già delineati e il suo progressivo smantellamento rappresentava una tendenza apparentemente irreversibile, anche se destinata a manifestarsi in tempi lunghi. Se risponde infatti al vero la sacralità della foresta presso i Romani, è altrettanto vero che le superfici da essa occupate erano certamente quelle che, per problemi di assetto idrogeologico o di collocazione geografica, meno di altre si prestavano a essere recuperate all'agricoltura e appoderate.

Duemila anni fa, in sostanza, l'ambiente forestale era già considerato alternativo all'assetto "pascolo, bosco, colture" che doveva, nell'arco breve di due millenni e con alterne sorti, evolvere infine nell'attuale monocoltura agraria di tipo industriale e nell'insediamento puntiforme sparso, sotto cui sono sepolte e disperse le vestigia delle ville rustiche della romanità del Veneto Orientale.



Fig. 7.39 - Fiori di Colchico (*Colchicum autumnale*), esempio di specie forestale presente con una stazione al margine della laguna di Campalto (Venezia-Mestre).

LE UNITÀ DI PAESAGGIO SECONDO L'APPROCCIO GEOMORFOLOGICO

Giuseppe Gisotti - Presidente Sigea (Società Italiana di Geologia Ambientale)

E' ormai convincimento generale che non si possono effettuare scelte territoriali corrette senza una completa ed esauriente conoscenza delle caratteristiche geologiche e pedologiche, senza una sufficiente valutazione e quantificazione dei parametri geoambientali.

Nella pianificazione territoriale normalmente si opera una valutazione prima separata (analisi) e poi congiunta (sintesi) delle principali "componenti dell'ambiente naturale" al fine di *definire le potenzialità e le limitazioni all'uso del territorio stesso*. Ma tale procedimento non costituisce ancora uno strumento conoscitivo completo per la pianificazione, in quanto la realtà naturale dev'essere ulteriormente verificata con le finalità socio-economiche.

Alcuni esperti di ecologia del paesaggio (*landscape ecology*) sostengono che il sottosistema geomorfologico ne rappresenti uno degli aspetti più importanti. Secondo LESER (1977) la geomorfologia riveste una "funzione ordinatrice dello spazio" ed egli vede il significato ecologico della geomorfologia nella sua funzione di "fattore regolatore" per molte altre funzioni dell'ecosistema paesaggio. Predominante è la funzione che la geomorfologia possiede nei confronti della differenziazione spaziale del bilancio ecologico del paesaggio. Per esempio, nel controllare il microclima locale la morfologia dei luoghi svolge un ruolo di primo piano, per quanto riguarda le forme del rilievo



Cava di bauxite in Puglia.



Civita di Bagnoregio.



Latomia di Siracusa.

e soprattutto per l'esposizione e la clivometria. Oltre alle condizioni geomorfologiche, anche le condizioni geologiche in senso lato influenzano direttamente i potenziali ecologici del paesaggio stesso. Infatti l'assetto geologico di una regione, oltre che influenzare l'economia umana attraverso la distribuzione spaziale dei giacimenti di materiali (ghiaia, sabbia, argilla, carbone fossile, minerali ecc.), si ripercuote direttamente sull'ecologia del paesaggio, per esempio, attraverso i fenomeni erosivi, veri e propri processi di trasferimento di materia ed energia (erosione diffusa, frane ecc.) o attraverso i fenomeni di infiltrazione nel suolo/sottosuolo (idrogeologia): infatti gli accumuli di sostanze nocive sul terreno, mediante i processi di trasferimento attraverso l'acqua, possono causare danni in luoghi diversi da quello originario, con un ritardo spesso del tutto imprevedibile.

La Regione Veneto è stata fra le prime a mettere in atto i principi sopra accennati, redigendo negli anni '80 la "Carta delle Unità Geomorfologiche" a scala 1:250.000, che è stata redatta con lo scopo di fornire il quadro generale di riferimento fisico e il collegamento fra i diversi livelli e le diverse scale nel processo di pianificazione (SCHIAVON E. & SPAGNA V., 1987). Successivamente la stessa Regione ha pubblicato "Le forme del terreno viste dal cielo: il Veneto" che è un atlante geomorfologico basato essenzialmente su foto aeree, che ha lo scopo di invitare ".... a visitare il Veneto dal punto di vista geomorfologico", ma che vuole essere anche un complemento alla citata Carta delle Unità Geomorfologiche (SPAGNA V., 2009).

Tale processo, nel riconoscimento e nella valorizzazione

delle forme del terreno, trova il modo di armonizzare l'utilizzazione delle risorse naturali con le attività produttive e con il modello di insediamento e di relazione fra i diversi settori geografici della Regione, dalla montagna alla collina, all'alta pianura, alla bassa pianura, ai litorali, tutti settori legati tra loro dalla dinamica geomorfologica del passato e attuale nonché dai meccanismi naturali e artificiali che ancora oggi reggono gli equilibri tra forme e processi fisici nel territorio. Questo saggio di cartografia tematica si pone nel quadro della documentazione di base per il Piano Territoriale Regionale di Coordinamento previsto dalla L.R. 2.05.1980, n° 40, modificata e integrata dalla L.R. 27.06.1985, n° 61.

Nel 2011 è uscito il libro sulle "Unità di Paesaggio" (GISOTTI G., 2011), basato sulle esperienze dell'Autore su tale argomento a cominciare dai primi anni '80 e sulla scia dei vari lavori sullo stesso argomento, redatti da singoli professionisti e/o da pubbliche Amministrazioni. L'Autore propone una metodologia sperimentale che si fonda sulle componenti geologiche e pedologiche per valutare, nelle grandi linee, la potenzialità e le limitazioni d'uso del territorio, come contributo alla pianificazione e gestione dello stesso. L'esame non si limita alle componenti suddette, ma riguarda anche i parametri che ne sono più o meno influenzati, quali erodibilità delle rocce, propensione al

dissesto idrogeologico, circolazione delle acque sotterranee, forme del rilievo terrestre, fertilità del suolo. Allo scopo di effettuare una valutazione completa delle attitudini e vocazioni dei terreni, è necessario integrare i risultati dell'esame geologico e pedologico con quelli relativi agli altri fattori naturali, quali i fattori climatico, vegetazionale e faunistico, che sono necessari, ma non sufficienti per definire le attitudini se non sono armonizzati con le componenti sociali ed economiche.

In sintesi i lavori citati prendono in esame sia le *risorse* del territorio che i *rischi* cui il territorio è soggetto, a cominciare da quelli geologici (rischio idrogeologico, sismico e vulcanico).

Per quanto riguarda le risorse, dalle esperienze sopra ricordate si prevede di valutare lo stato quantitativo e qualitativo delle risorse, in particolare quelle geologiche, prevedendo azioni indirizzate alla loro conservazione e utilizzazione sostenibile. Per quanto riguarda i rischi, si tratta di effettuare la previsione, prevenzione e mitigazione di tali rischi. Merita accennare al fatto che tali valutazioni si avvalgono *in primis* delle conoscenze della geologia e dei suoi rapporti, delle sue interferenze con le altre scienze dell'ambiente, pertanto esse si basano sulla "geologia ambientale", di cui si espone un diagramma di flusso (Fig. 7.40).

LA GEOLOGIA AMBIENTALE

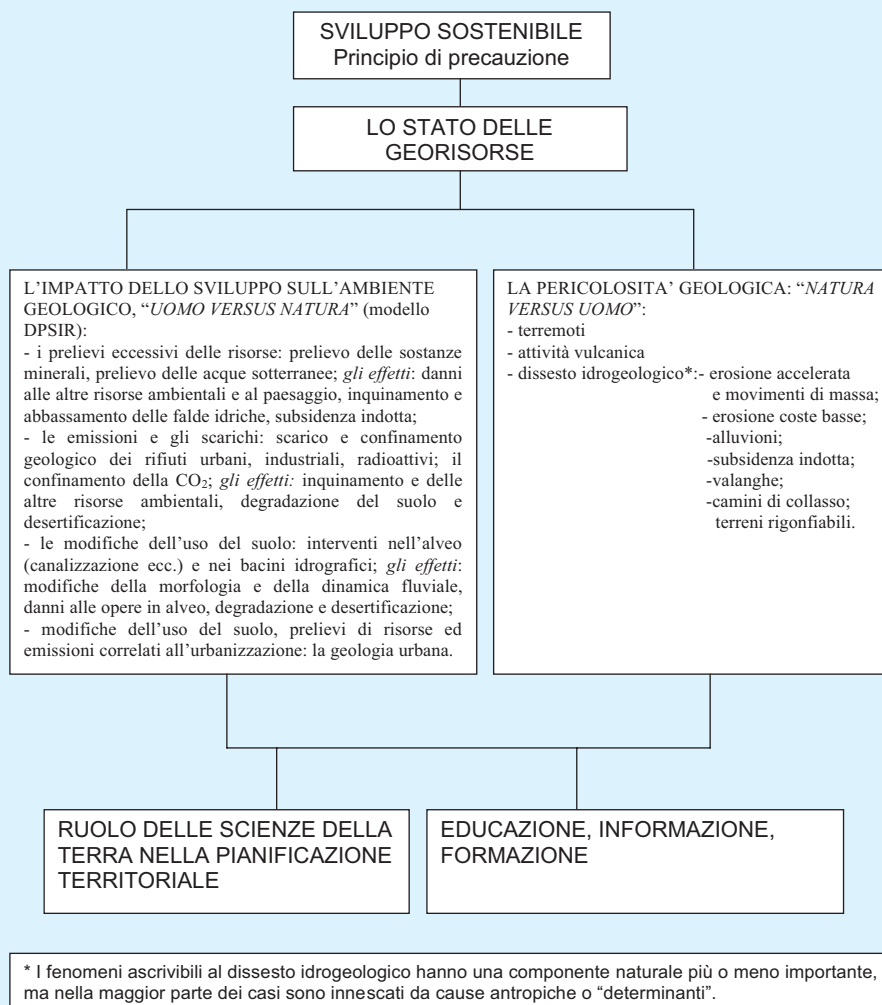


Fig. 7.40 - Diagramma di flusso che mostra i rapporti fra ambiente geologico e attività antropica.