

SEZIONE 4

Note illustrative alla carta geomorfologica della provincia di Venezia

Barbara Bertani
Aldino Bondesan
Alessandro Fontana
Giorgio Fontolan
Paola Furlanetto
Sara Magri
Mirco Meneghel
Antonella Miola
Paolo Mozzi
Sandra Primon



Il canale Cenesa in laguna nord di Venezia.

SEZIONE 4

NOTE ILLUSTRATIVE ALLA CARTA GEOMORFOLOGICA DELLA PROVINCIA DI VENEZIA

CAPITOLO 4. I.

TRA TAGLIAMENTO E LIVENZA

di Alessandro Fontana, con la collaborazione di Paola Furlanetto per l'archeologia

4. I. 1. INTRODUZIONE

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. Nella carta è presente l'ala destra dell'apparato deltizio del Tagliamento su cui sorge Bibione e si segnalano i cordoni dunali parzialmente conservati di Valle Vecchia e di Caorle.

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.

Le aree lagunari e le loro tracce nei territori ora bonificati sono tra gli elementi morfologicamente più significativi e saranno descritte nel paragrafo dedicato alla laguna di Caorle (vedi capitolo 4.X in questo volume).

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 sorgenzive, 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 del Livenza e quello del Tagliamento probabilmente attivo in epoca romana, evidente tra Teglio, Fossalta e Lugugnana (in seguito chiamato anche *Tiliaventum Maius* o Tagliamento romano) (fig. 4.1). 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.

4. 1. 2. IL TAGLIAMENTO ATTUALE

Il fiume Tagliamento rappresenta il limite tra le province di Venezia e Udine e la carta geomorfologica consente quindi solo l'analisi della porzione occidentale dei depositi e delle tracce relative al percorso attualmente attivo (fig. 4.1). All'interno dell'area considerata, il fiume ha complessivamente un andamento di tipo meandriforme anche se, più precisamente, fino all'altezza di San Giorgio al Tagliamento possiede ancora alcuni caratteri di alveo a isole fluviali o di tipo *wandering* (GURNELL *et alii*, 2000; SURIAN, 2002). La separazione tra i due stili fluviali è anche marcata dal limite di trasporto delle ghiaie in alveo: i depositi grossolani sono formati da clasti con diametro massimo di 6-8 cm al margine della carta, mentre raggiungono i 2-3 cm presso San Giorgio al Tagliamento; più a valle sono presenti al massimo sabbie medie. Anche il profilo longitudinale dei depositi relativi al corso attuale subisce un marcato cambiamento: a monte la pendenza media è dell'1,2‰, mentre a valle cala nettamente allo 0,8‰ e si azzerava subito dopo Cesarolo. Il pelo dell'acqua si trova a circa 1 m s.l.m. presso San Michele al Tagliamento, dove l'influsso della marea è ancora ben percepibile e crea un'escursione di circa 20 cm.

Lungo il corso del fiume attuale i depositi sabbiosi formano un dosso particolarmente evidente nel tratto compreso tra San Giorgio al Tagliamento e Bevazzana, raggiungendo un'ampiezza massima di circa 3 km e un'altezza pari a 3 m sulla piana alluvionale (fig. 4.2). A 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).

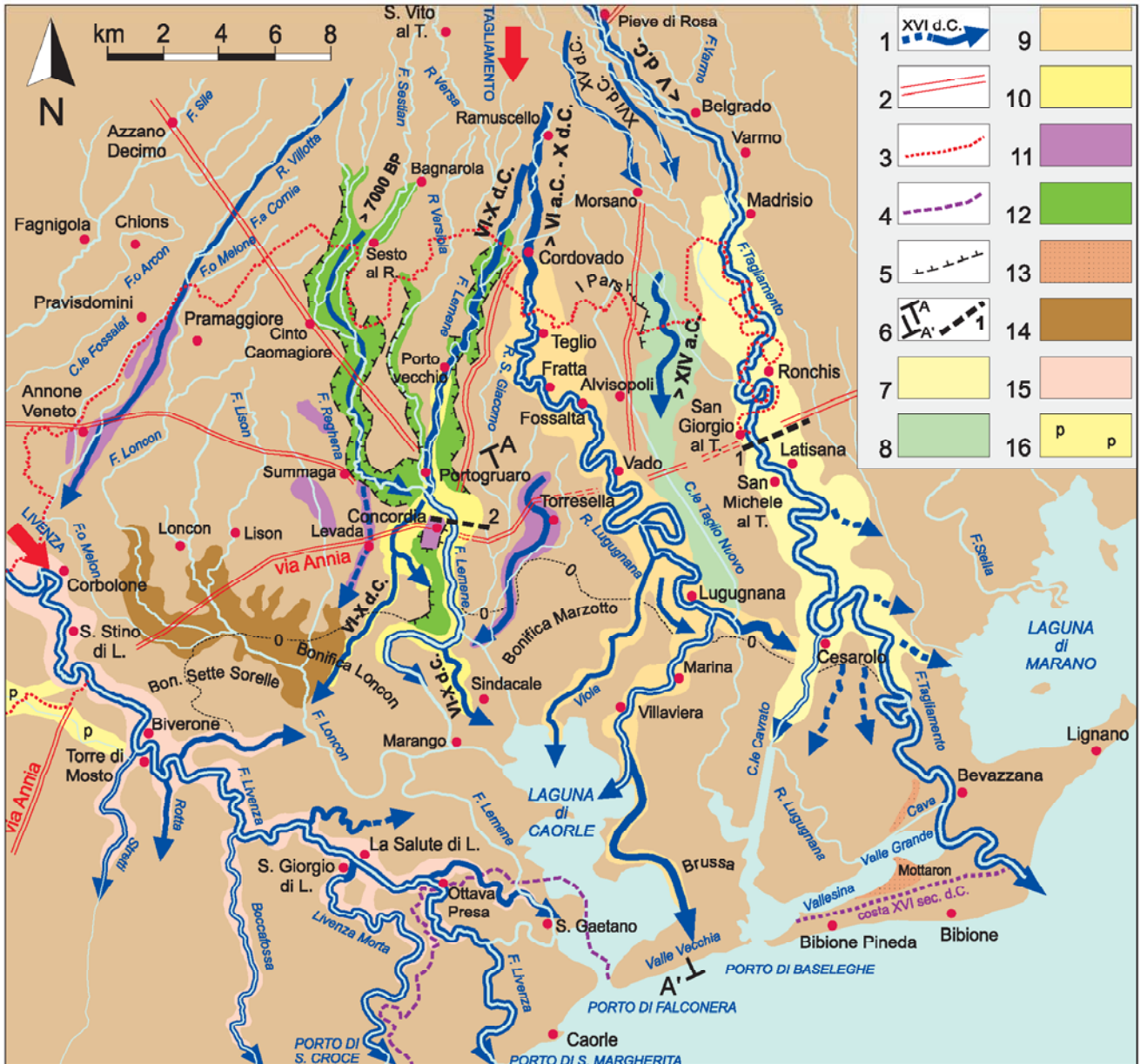
I paleoalvei presenti sul dosso e nella golenata

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, 1987). 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. 4.1). 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 sono probabilmente medievali.

Tra San Giorgio e San Michele al Tagliamento i depositi del dosso attuale hanno sepolto un entisuolo che in alcuni casi contiene rari frammenti millimetrici di laterizi d'epoca romana che, per il suo netto limite inferiore con il substrato non pedogenizzato, rappresenta probabilmente la superficie arativa d'epoca romana (fig. 4.2). A poca distanza dall'alveo attuale, questo suolo è sepolto da oltre 2 m di sedimenti che si assottigliano procedendo verso occidente fino a sfrangiarsi e a confondersi con quelli olocenici più antichi o con la superficie tardo-pleistocenica. In molti casi i livelli con probabili tracce di frequentazione romana si trovano quasi a contatto con la superficie tardo-pleistocenica; una situazione simile è stata documentata anche sulla sponda opposta del Tagliamento dove la via Annia, poco a est di Latisana (UD), si trova a 1,5 m di profondità mentre 2 km più a oriente affiora in superficie (BUORA & FONTANA, 2000).

Presso il centro di Latisana, 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. (fig. 4.1); per quanto riguarda l'epoca precedente, invece, non è possibile confermare l'esistenza o meno di

Fig. 4.1. Principali direttrici di deflusso comprese tra Tagliamento e Livenza.



Legenda: 1) direttrici di deflusso, con eventuale età di attivazione; 2) strade d'epoca romana; 3) limite provinciale; 4) limite delle aree lagunari a nord di Caorle nel XVI secolo; 5) orlo delle scarpate fluviali; 6) tracce di sezione stratigrafica, A-A': fig. 4.102; 1: fig. 4.2.; 2: fig. 4.10.; 7) dosso del Tagliamento attuale, < V secolo d.C.; 8) depressione dei paleoalvei di Alvisopoli, > XIV secolo a.C.; 9) dosso del Tagliamento attivo in epoca romana (*Tibiaventum Maius*), VI a.C. – X secolo d.C.; 10) dosso del Tagliamento di Concordia, VI-X secolo d.C.; 11) dossi tardo-pleistocenici del Tagliamento; 12) depressioni attualmente occupate dai fiumi Lemene e Reghena; 13) cordoni di dune del Tagliamento, età pre-romana; 14) area palustre del fiume Loncon; 15) dosso del Livenza (Olocene); 16) dossi del Piave e del Piavon.

Fig. 4.2. Sezione stratigrafica dell'attuale dosso del Tagliamento poco a monte di Latisana, per l'ubicazione si veda la fig. 4.1.

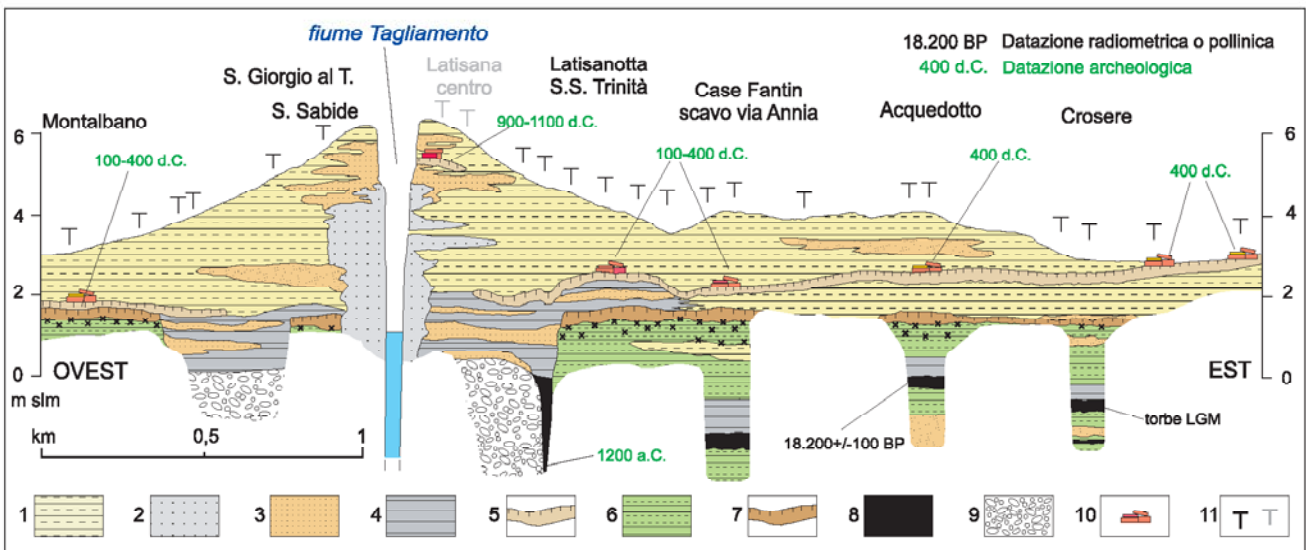
un corso d'acqua lungo la direzione attuale del Tagliamento, ma è verosimile ipotizzare, comunque, che si trattasse di un fiume con modesta portata d'acqua. Indagini stratigrafiche hanno invece evidenziato la presenza di ampi paleoalvei incisi nella piana pleistocenica, sepolti dal dosso dell'attuale corso e già disattivati nel XII secolo a.C. (FONTANA, 2002b) (fig. 4.2).

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 roggia 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. 4.1).

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 orien-



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).

tale 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. (per un'analisi più dettagliata si veda il paragrafo 4.I.5 in questo volume).

4. I. 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, 1986a) la cui 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 (fig. A6.10) e quelle della pineta nord-occidentale fra cui si segnala la zona di Mottaron dei Frati (fig. 4.1).

Si ricorda che le forme riportate nella carta sono state ricavate soprattutto attraverso la fotointerpretazione e, mancando in molte zone un confronto con il terreno, alcuni cordoni ancora rilevati potrebbero non essere stati segnalati come tali per la difficoltà di riconoscerne la morfologia al di sotto della copertura boschiva.

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 (fig. 4.1). 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; sito 363).

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 (cfr. PROVINCIA DI VENEZIA, 1983). Queste morfologie sono anche riportate in una carta del 1562 (ASVE, Savi sopra conti, b. 275). 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 (fig. 4.4); 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).

Fig. 4.3. Dune presso la foce del Tagliamento, sullo sfondo il faro di Bibione.

4. I. 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 (fig. A6.3); 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. 4.1). Il limite della depressione occupata dai paleoalvei è evidenziato dal microrilievo 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 (fig. A6.3) 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 a 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.

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 sembrano indicare i depositi organici che riempiono uno dei canali residuali a 2,5 m di profondità e che risalgono alla metà del II millennio a.C. (Progetto CARG-Regione Veneto, responsabile F. Toffoletto, inedito).

I depositi riferibili ai paleomeandri considerati si trovano solo nella bassura e sono costituiti da ghiaie subaffioranti fino all'altezza dell'Autostra-

Fig. 4.4. Carta storica del 1689 raffigurante l'ala destra delta del Tagliamento (Angelo Minorelli, ASVE, SEA, Livenza, ds. 1) prima che venissero create artificialmente la Valle Grande e la Vallesina di Bibione. Si possono notare le dimensioni del delta notevolmente meno sviluppato dell'attuale.



da 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. 4.1). 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.

4. I. 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. 4.1). 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 alii*, 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 (fig. A6.4).

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 palcoalvei 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 provinciale 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 (fig. A6.8); 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 (fig. 4.1). 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; sito 361). 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; sito 362).

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 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 pre-romana 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 tra il I e la prima metà del II secolo d.C., affiorano sopra il dosso sabbioso che poggia a circa 3 m di profondità su sedimenti di *facies* lagunare (CROCE DA VILLA *et alii*, 1987; sito 352).

La posizione rilevata rispetto alla piana e alle zone lagunari offerta dal dosso del *Tiliaventum Maius* fu sicuramente un elemento di grande attrazione per le scelte insediative. L'ipotesi che

Fig. 4.5. Fascia costiera dalla Livenza al Tagliamento del 1527 (ASVE, SEA, Livenza, 96, ds. 1). Si nota l'abitato di Caorle posto su di un'isola e il Mezzo Lido de Baseleghe, interratosi nel XVII secolo. Sono raffigurati anche gli insediamenti ora scomparsi di San Bartolomeo, a sud di Lugugnana, quello di San Lunardo, a valle di Concordia e i presidi (palade) di Baseleghe e Lemene.

la fascia di meandri fosse già ben formata in epoca romana è testimoniata dall'abbondante presenza in superficie di insediamenti databili, per la maggior parte, dalla fine del I secolo a.C.

al II secolo d.C. I siti presenti sopra il dosso, pur essendo frequentati soprattutto a partire dal periodo immediatamente successivo alla fondazione di Concordia, paiono completamente sle-



gati dal sistema centuriato della città. Si tratta di ville rustiche, articolate in *pars rustica*, produttiva, e *pars urbana*, residenziale, di più semplici fattorie e di necropoli di modesta estensione, prossi-

me agli edifici rurali (MAPPA ARCHEOLOGICA, 1985; CROCE DA VILLA *et alii*, 1987; CROCE DA VILLA, 2003). Presso Vado, inoltre, sono affioranti in superficie le tracce della *via Annia* e della strada che si staccava da essa dirigendosi verso Alvisopoli (BUORA, 1988; GOBBO, 1997) (fig. 4.1). Quest'ultimo percorso è particolarmente evidente sia sul terreno (GOBBO, 1997), sia tramite il telerilevamento (BAGGIO & SIGALOTTI, 1999; BONDESAN A. *et alii*, 2002a). Tra i siti più antichi presenti sopra il dosso si segnala la necropoli ritrovata a Giussago di Portogruaro, utilizzata già dal II secolo a.C. (CROCE DA VILLA, 2003; sito 310).

È significativo ricordare che alcuni insediamenti, probabilmente piuttosto importanti, potevano essere situati in corrispondenza di punti di passaggio sul fiume come evidenziato dalla toponomastica di Vado (da *vadum* - guado) e Cordovado (*curtis ad vadum*) (DESTEFANIS, 1999a).

Lungo tutto il percorso del *Tiliaventum Maius* sono presenti numerose fortificazioni e castelli altomedievali come a Centa di San Martino di Giussago, Fratta, Fossalta e Cordovado, probabilmente sviluppatisi su nuclei insediativi più antichi, sorti quando il fiume era ancora ben attivo.

Di particolare interesse è la località Valladis di Fossalta di Portogruaro dove, in prossimità di un paleomeandro del sistema del *Tiliaventum Maius*, presso un insediamento romano è stato recuperato anche un manufatto riferibile al V secolo a.C. (GOBBO, 1996; MAPPA ARCHEOLOGICA, 2002; sito 252); non è ancora chiaro se il reperto testimoni una sicura frequentazione della zona in epoca protostorica ma, qualora questa venisse dimostrata, daterebbe l'esistenza della fascia di palcoalvei già alla prima metà del I millennio a.C.

La posizione rilevata del dosso del *Tiliaventum Maius* nelle aree perilagunari come San Bartolomeo e Villaviera (situati a sud-ovest di Lugugnana in prossimità dell'attuale limite lagunare) consentì anche l'esistenza di alcuni dei rari insediamenti medievali e rinascimentali testimoniati nella cartografia storica; anche presso località



Fig. 4.6. La cappella di Santa Sabida a Fratta di Fossalta di Portogruaro. Il pavimento si trova a quasi 1 m di profondità, sepolto dalle alluvioni del Tagliamento incanalate lungo l'attuale roggia Lugugnana; verso sinistra, sulla strada, si nota il parapetto del ponte sulla roggia.



Viola, lungo l'omonimo canale, era presente un insediamento, probabilmente rinascimentale ma con indizi di frequentazione romana (sito 349); nei pressi vi sono evidenti tracce di divisioni agrarie riportate nella carta geomorfologica.

Secondo alcuni autori il percorso del Tagliamento attuale avrebbe anche segnato la separazione tra l'agro centuriato di Aquileia e quello di Concordia (BOSIO, 1965-66), mentre per altri il sistema di Concordia sarebbe riconoscibile anche più a est dell'attuale alveo del Tagliamento (BAGGIO & SIGALOTTI, 1999). Anche se non in maniera definitiva i più recenti dati di campagna confermano la presenza del sistema Concordiese fino a ridosso del *Tiliaventum Maius* e di quello aquileiese a est del fiume attuale; non vi sono invece informazioni risolutive per il settore compreso tra le due direttrici fluviali, dove tra l'altro è stata segnalata la presenza di un altro sistema di divisioni agrarie (BAGGIO & SIGALOTTI, 1999).

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...*» (cfr. 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 Fratta, posta in sponda alla roggia e il cui pavimento è sepolto da oltre 1 m di alluvioni sabbiose (fig. 4.6).

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. 4.1). 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 alii*, 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 invece 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).

Come spesso accade, anche in questo caso l'acquisizione di nuove informazioni geologiche rende plausibili più ipotesi ricostruttive, ma i dati non sono ancora sufficienti a confermarne una in maniera definitiva.

4. I. 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 palcoalveo si caratterizza per la presenza di stretti argini naturali sabbiosi, oggi quasi totalmente spianati, caratterizzati da inceptisuoli relativamente evoluti con colori d'alterazione rossastri (10YR 5/4 della Munsell Soil Color Chart) e con orizzonti petrocalcici molto potenti (VENETO AGRICOLTURA, 2001). 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* (figg. 3.6b e 4.7). 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 le

Fig. 4.7. Portogruaro, località a est del casello autostradale: sezione stratigrafica di un alveo tardo-pleistocenico. Sotto lo strato arativo si riconoscono sabbie e sabbie ghiaiose con stratificazione interna incrociata. Si veda fig. 3.6b per la descrizione completa dei rapporti stratigrafici.



fasi finali dell'LGM e il Tardiglaciale (FONTANA, 2000) (fig. 3.6b). 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: esse 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).

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.

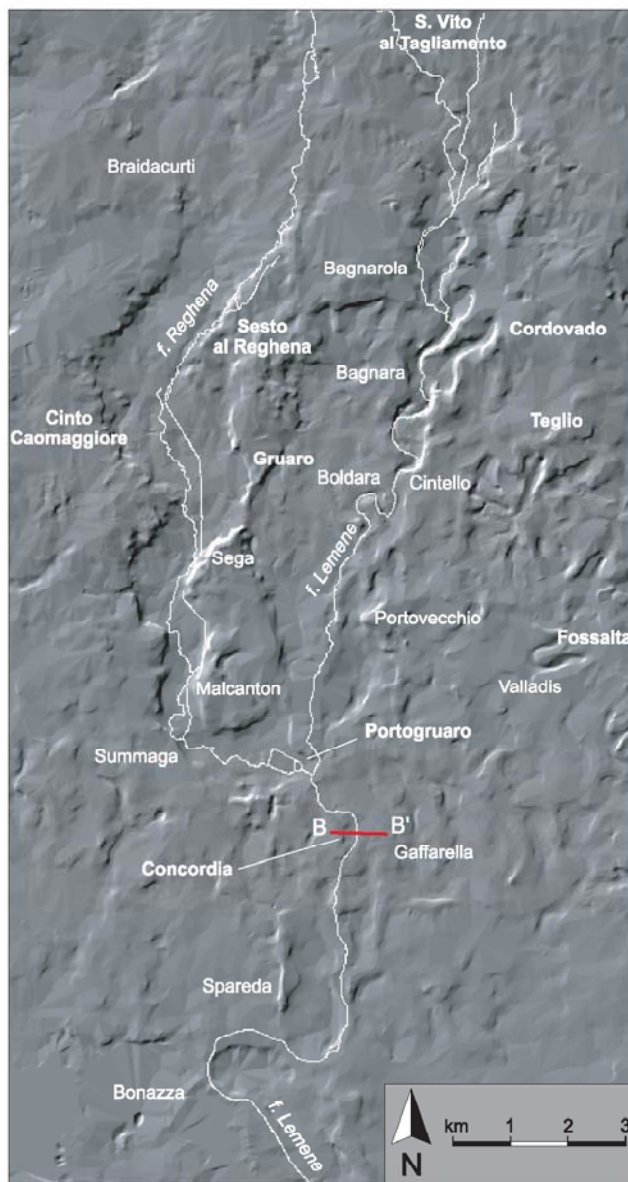
Nel settore più settentrionale, a sud-est di Portovechio presso Nosedo, sulla pianura pleistocenica si individuano alcune tracce idrografiche probabilmente relative a un sistema di drenaggio locale.

4. I. 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. 4.1); tali depositi vengono qui definiti come unità di Concordia in quanto seppellirono buona parte dell'omonima città romana tra VI e IX secolo d.C. (cfr. MARCELLO & COMEL, 1963; VALLE & VERCESI, 1996).

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 (1350-1150 a.C.) (BIANCHIN GITTON, 1996a; DI FILIPPO BALESTRAZZI, 1996a). 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 (DI FILIPPO BALESTRAZZI & GOBBATO, 1989; FAVERO, 1991a; VALLE & VERCESI, 1996); 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 (fig. 4.9). 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 (cfr. 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. 4.8). L'incisione è limitata da scarpate alte

Fig. 4.8. 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. 4.10.



fino a 6 m, particolarmente evidenti all'altezza dell'Autostrada A4 sia sul lato orientale (località Malcanton) sia su quello occidentale, dove sorge l'abbazia di Summaga (fig. 4.8). Nell'incisione le ghiaie sono abbondanti nel tratto settentrionale, dove sono state sfruttate dalle cave di Cinto Caomaggiore, e rimangono subaffioranti fino a 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

Fig. 4.9. Cintello di Teglio Veneto, visuale della scarpata alta circa 4 m che separa la bassura in cui scorre il fiume Lemene dalla pianura pleistocenica su cui si trova l'abitato.

potenti circa 10 m. L'incisione proseguiva verso sud passando a ovest di Concordia (FAVERO, 1991a; 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 ovest delle mura romane che ha formato un dosso ben evidente tra le località Paludetto, Case dal Moro e Case Fossariol.

Anche lungo il corso del Lemene il microrilevo evidenzia l'esistenza di una larga bassura, addirittura 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. 4.1). Il limite orientale dell'incisione è marcato da nette scarpate fino a Boldara di Gruaro (figg. 4.8 e 4.9), 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

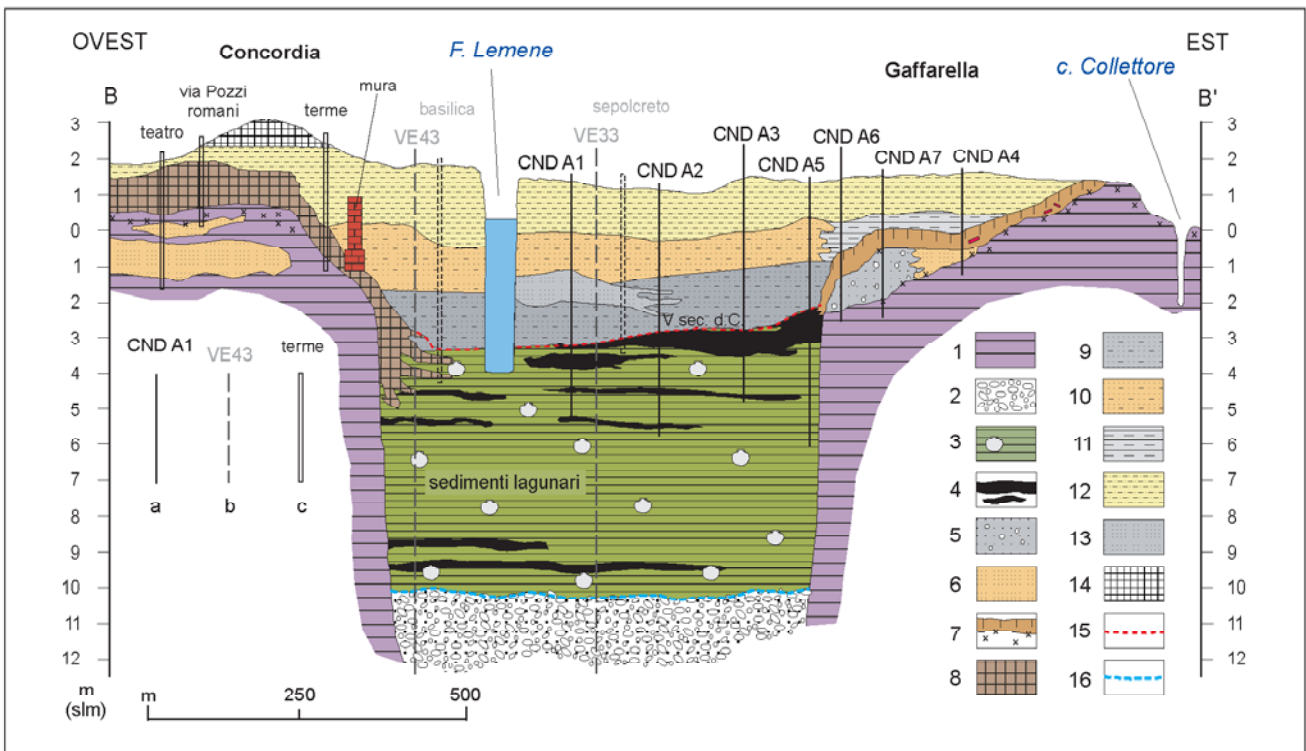


Fig. 4.10. Sezione stratigrafica della valle presente a est di Concordia Sagittaria.

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 Speredà, 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 (fig. 4.8).

Lungo il margine orientale dell'incisione ora occupata dal Lemene in più punti sono state individuate le tracce della via romana, definita

via per compendium, che dalla porta settentrionale della città passava per Cintello e poi per Cordovado (BOSIO, 1991; GOBBO, 1997) (fig. 4.1). Come per il resto del percorso, anche tra Concordia e la linea ferroviaria Trieste-Venezia, settore in cui le alluvioni medievali hanno completamente colmato la depressione preesistente, l'analisi del microrilievo consente di affermare che la strada percorreva la pianura pleistocenica mantenendosi a una distanza di 50-200 m dall'orlo del terrazzo che delimita la valle.



Legenda: a) sondaggi; b) proiezione di sondaggi poco distanti dalla traccia della sezione; c) scavi archeologici editi presenti lungo la sezione o loro proiezioni; 1) piana alluvionale tardo-pleistocenica (limi e limi argillosi); 2) ghiaie medie (2-5 cm) trasportate dal percorso del Tagliamento che formò la valle prima della trasgressione marina olocenica; 3) sedimenti lagunari e fluvio-lagunari (limi argillosi e limi con frammenti di molluschi lagunari e frammenti vegetali); 4) torbe e depositi organici ricchi di frammenti vegetali; 5) corpo di canale tardo-pleistocenico (sabbie ghiaiose disposte in barre); 6) corpo di rotta o canale sabbioso tardo-pleistocenico (sabbie da medie a fini con stratificazione interna parallela e incrociata); 7) suolo sepolto della superficie pleistocenica (accumulo di concrezioni carbonatiche e talvolta presenza di tracce di frequentazione romana); 8) depositi antropici legati alla frequentazione protostorica e romana; 9) depositi di rotta e canale fortemente idromorfi (limi sabbiosi e sabbie fini); 10) depositi di canale (sabbie limose e sabbie medie); 11) depositi di tracimazione (limi e limi argillosi con frammenti vegetali e di gasteropodi continentali); 12) depositi di dosso (sabbie limose e sabbie); 13) depositi di canale (sabbie medie disposte in stratificazione incrociata e parallela); 14) depositi antropici moderni e attuali; 15) discontinuità tra i depositi lagunari-fluviali e quelli del Tagliamento del VI secolo d.C.; 16) discontinuità tra i depositi fluviali del Tagliamento che incise la valle e il riempimento fluvio-lagunare olocenico.

Nella bassura le ghiaie sono affioranti fino a Boldara, si trovano a circa 8 m di profondità presso Portogruaro mentre 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. 4.10 e 4.11); 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 costa a *liman* (cfr. CASTIGLIONI, 1986a, p. 368); attualmente il caso riconosciuto presso Concordia è l'unico ben dimostrato in tutta la costa adriatica settentrionale (fig. 4.10).

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. 4.10).

Gli elementi raccolti consentono di chiarire anche la scelta di ubicare presso Concordia il villaggio protostorico e la città romana. Le condizioni geomorfologiche, assieme alla posizione geografica, contribuirono a rendere l'area un *unicum* fisiografico, con la possibilità di trovarsi in posizione molto rilevata e contemporaneamente dotata di un accesso privilegiato al mare. È stata anche suggerita la presenza di un sistema insediativo lungo il corso del sistema Reghena-Lemene già durante il Bronzo recente, come sembra suggerire la presenza dei siti di San Gaetano, poco a nord di Caorle (sito 320), di Concordia (siti 294-295) e, non compresi nella carta geomorfologica, di Pramarine di Sesto al Reghena e San Vito al Tagliamento (cfr. VITRI *et alii*, in stampa).

Fig. 4.11. Ricostruzione ipotetica del margine lagunare al momento della massima trasgressione marina, circa 6000 a ¹⁴C BP. 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.



Oltre che sui dati bibliografici la descrizione dei rapporti stratigrafici e della cronologia relativa all'area di Concordia si basa essenzialmente sulle osservazioni raccolte nei pressi della città romana e soprattutto sulle indicazioni desunte dai vari sondaggi manuali disposti lungo un transetto perpendicolare al corso del Lemene poco a monte della cattedrale (fig. 4.8) (FONTANA, 2002b). La banca dati della Provincia relativa al sottosuolo ha fornito importanti indicazioni per ricostruire la profondità delle ghiaie all'interno delle incisioni.

Al di sopra delle ghiaie i riempimenti della valle fossile posta a est di Concordia sono di tipo essenzialmente lagunare fino a 4-5 m di profondità (-3/-4 m s.l.m.) e divengono poi più tipicamente fluviali con sabbie e limi sabbiosi spesso disposti in laminazioni parallele. Il tetto delle torbe intercettate nei vari sondaggi del transetto a circa 4 m di profondità è databile ai primi secoli d.C. e si trova allo stesso livello della superficie su cui appoggia il sepolcreto delle milizie, situato poco più a valle.

Ulteriori dati provengono dagli scavi archeologici condotti in località Fornasatta (area Coop), dove al di sopra dei livelli torbosi di frequentazione dell'XI secolo a.C. si segnalano sabbie alluvionali (VALLE & VERCESI, 1996; sito 295).

Nella zona di Concordia, all'interno della valle, la posizione stratigrafica degli strati dell'VIII secolo a.C. rispetto a quella delle mura imperiali presso le terme, dei primi edifici roma-

Fig. 4.12. Concordia Sagittaria, località Potecasai. Scolina in cui dal basso verso l'alto si riconosce il suolo sepolto evoluto sulla superficie tardo-pleistocenica, interessato anche dalla frequentazione d'epoca romana (ghiaie); i sedimenti chiari che seppelliscono gli strati precedenti corrispondono alle alluvioni del Tagliamento del VI-X secolo d.C.



ni sotto la basilica e del sepolcreto delle milizie (FAVERO, 1991a; VALLE & VERCESI, 1996; DI FILIPPO BALESTRAZZI, 1996a) indica che già nel II-III secolo d.C. la valle era stata riempita da sedimenti lagunari o palustri per oltre 1 m in più rispetto al livello della prima città del Ferro.

Si segnala un periodo di intensa deposizione fluviale tra VI e VIII secolo d.C. che portò al riempimento della valle del Lemene-Regghena tra Portogruaro e la laguna. Infatti la cattedrale attuale, edificata a partire dall'VIII secolo d.C., si trova 3-4 m sopra i livelli della basilica paleocristiana, separata da essi da sabbie e limi sabbiosi con laminazioni planari e incrociate, tipiche delle facies di argine naturale e di ventaglio di rotta (fig. 4.10) (cfr. MARCELLO & COMEL, 1963; VALLE & VERCESI, 2001). Tutte le informazioni concordano con alcune delle fonti storiche, tra cui Paolo Diacono, che descrivono un periodo di notevoli dissesti alluvionali alla fine del VI secolo d.C. in varie zone dell'Italia settentrionale.

Durante l'alto Medioevo i sedimenti colmarono la valle preesistente e alluvionarono in parte anche la pianura pleistocenica esterna, come documentato lungo via Pontecasai, a ovest del centro urbano; in tale località è stato individuato lo strato arativo d'epoca romana coincidente con la superficie tardo-pleistocenica e sepolto da oltre 1 m di limi sabbiosi scarsamente pedogenizzati (fig. 4.12). Tali sedimenti sono riferibili all'attività del paleoalveo visibile poco a occidente delle mura di Concordia e che ha formato un dosso

ben evidente tra località Diesime, Case dal Moro e Case Fossariol (fig. 4.1). L'attività post-romana del paleoalveo è testimoniata anche dall'assenza di ritrovamenti archeologici in corrispondenza delle aree di distribuzione dei suoi depositi, dove verosimilmente i siti esistenti sono stati erosi o sepolto come nel caso di via Pontecasai.

Una dinamica simile è riscontrabile anche sulla sponda opposta del Lemene presso località Gaffarelle, dove all'esterno della valle i sondaggi hanno individuato un probabile strato arativo d'epoca romana a circa 1,5 m di profondità, al di sopra della superficie tardo-pleistocenica (fig. 4.10).

La cronologia relativa all'attività del Tagliamento che seppellì Concordia corrisponde con quella della formazione del dosso del Tagliamento di Latisana e con la disattivazione del *Tiliaventum Maius* (fig. 4.2). È infatti tra VI e X secolo d.C. che il Tagliamento romano si disattiva in favore di quello di Latisana e un ramo più occidentale seppellisce la città romana. È quindi possibile che i sedimenti che ricoprono Concordia testimonino il momento di massima instabilità del sistema fluviale del Tagliamento durante l'alto Medioevo.

Nel complesso il fiume Lemene ha quindi ereditato la morfologia formata da un percorso del Tagliamento e ne ha rimodellato i depositi solo parzialmente, soprattutto nel corso più a monte di Portovecchio dove ha scavato il suo tratto inciso (fig. 4.8). Nelle aree a valle di Cavanella il fiume di risorgiva ha subito alcuni importanti interventi artificiali riferibili a esigenze legate ai commerci. In particolare si segnala nel Medioevo lo scavo dei canali Marango e Maranghetto che lo hanno posto in collegamento stabile con il canale Nicessolo e il fiume Loncon. Proprio in corrispondenza di questo punto nodale esisteva anche l'abitato di San Lunardo, ora scomparso, ma raffigurato in molte carte storiche già dal 1527 (ASVE, SEA, Livenza 96, ds. 1).

Le aree circostanti il basso corso del Lemene, da Cavanella al Loncon, a Ottava Presa presentano numerose ed evidenti tracce della passata pre-

senza 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 (fig. A6.2).

4. I. 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; solo a valle dell'isoipsa 0,5 m la zona 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 topografiche (cfr. VENETO ARCHEOLOGICA, 2001). 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 cancellate 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, 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 (fig. 4.1) (BOSIO, 1991).

L'agro della città romana venne pianificato sul settore di pianura pleistocenica, tracciando il decumano massimo (N51°E) con una direzione parallela alla pendenza generale di questo settore. La bontà di questa scelta è testimoniata dalla persistenza degli elementi di divisione d'epoca romana nel paesaggio attuale. A oriente del fiume Reghena questo assetto ha avuto al contrario uno scarso successo per la diversa inclinazione topografica della pianura e ovviamente anche per l'importante evoluzione sedimentaria post-romana subita dall'area. Anche la presenza della bassura in cui scorre il Reghena giocò un ruolo condizionante nell'opera di territorializzazione romana e il *kardo maximus*, coincidente con l'attuale strada Portogruaro-Cinto Caomaggiore, costeggia per oltre 2 km il limite dell'ampia incisione fluviale (fig. 4.1). Le tracce delle divisioni agrarie minori (*limes intercisivi* e suddivisioni inferiori) invece sono state completamente cancellate dai lavori agrari post-romani; una zona meglio conservata si segnala poco a est di località Comugne di Pramaggiore.

Tra Reghena e Livenza sono noti anche alcuni siti riferibili al Neolitico, all'Eneolitico e all'età del Bronzo (siti 613-614-615-616), ma i più importanti si trovano in territorio pordenonese (FERRARI & PESSINA, 1996; VITRI *et alii*, in stampa). Si tratta di siti, frutto di recuperi occasionali, per i quali viene proposto un legame con i piccoli corsi di risorgiva leggermente incisi (MAPPA ARCHEOLOGICA, 2002).

A ovest del Reghena, fino al Livenza, non sono presenti morfologie di grande rilevanza e il microrilievo evidenzia soprattutto l'andamento

Fig. 4.13. Idrovora di Lison: sezione di un paleoalveo, inciso nella pianura pleistocenica, completamente riempito da sedimenti organici; sullo sfondo la ss 54.



della pendenza generale collegata alla formazione del megaconoide del Tagliamento. Sono noti comunque alcuni dossi formati tra le fasi finali dell'LGM e il Tardiglaciale con canali sabbioso-ghiaiosi, simili a quello di Stiago-Torresella sopra descritto (figg. 4.1 e 4.7). 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 (figg. 3.6b e 4.7); in superficie il suolo ha potuto sviluppare colori di alterazione rossastri (10YR 5/4 della Munsell Soil Color Chart) 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 ghiaio-

so 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 (cfr. BINI *et alii*, 1992): termine che descrive molto bene la situazione ambientale in cui scorreva il fiume nel suo tratto medio-basso fino al secolo scorso (fig. 4.1). 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 (ad esempio carta del

VON ZACH, 1805 e del Lombardo Veneto, 1833), sia dalla natura dei sedimenti che dalle tracce di idrografia antica. Lungo il Loncon e i canali Melonetto e Malgher si individua così un'area che si caratterizza per essere fortemente argillosa e spesso argilloso-organica, con alcuni paleoalvei torbosi molto ampi e di forma dendritica (fig. 2.17). 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 (fig. A6.2).

Anche in base ad analoghe situazioni attuali della Turchia (Paludi di Kaunos, Anatolia in ARTHUS-BERTRAND, 2001, p. 162) 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. 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 (fig. 4.13) 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 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.

Lungo il corso del Loncon, a sud-est dell'omonimo paese, si segnalano anche alcune tracce antropiche, evidenziate dalla fotointerpretazione e cartografate nella carta geomorfologica, riferibili a divisioni agrarie, attribuite dagli studiosi all'età medievale (DORIGO, 1994b). Poco a monte della linea ferroviaria Trieste-Venezia (sito 204) e a valle di essa (sito 205), tra il canale Fosson e il Loncon, sono state riconosciute numerose tracce di fosse quadrangolari (più evidenti vicino al sito 204) che potrebbero essere state prodotte dallo scavo di argilla per la produzione di laterizi in epoca romana (cfr. FONTANA, 2003b). Le due località corrispondono infatti a due siti archeologici e l'argilla presente sulla superficie è di buona qualità, come testimoniato anche dalla moderna fornace di Lison situata a breve distanza.

4. I. 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-fine (fig. 4.1). 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

Fig. 4.14. L'alveo del fiume Livenza presso San Stino di Livenza.



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 a valle di 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 trasportati sabbie e talvolta anche rari ciottoli con diametro massimo di 1 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 (sito 209) 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; alcuni di essi sono attribuibili anche a interventi antro-

pici 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.

Il complesso insieme di deviazioni fluviali e lo scavo di nuovi canali messo in atto dalla Repubblica di Venezia nel basso corso del Livenza è descritto in dettaglio nel paragrafo 4.X.4, in questo volume, riguardante l'evoluzione moderna e recente della laguna di Caorle.

A monte di San Giorgio sono riconoscibili altre importanti diversioni del Livenza verso il Loncon. Ad esempio, 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 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 (siti 10-11-12-664). 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 difficilmente distinguibili 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 (ASVE, SEA, Diversi, 133).

CAPITOLO 4. II.

TRA LIVENZA E PIAVE VECCHIA

di Aldino Bondesan, con la collaborazione di Paola Furlanetto per l'archeologia

4. II. 1. INTRODUZIONE

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 *megafan* 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.

La cartina di fig. 4.15 mette bene in risalto i principali elementi del rilievo che possono essere collegati a tre grandi sistemi geomorfologici: a) il Livenza, con gli apporti del Piavon, b) il Piave, con i dossi che si diramano da San Donà di Piave e c) gli antichi apparati di foce lungo il litorale. Il modello digitale in fig. 4.16 consente di apprezzare i sia pur modesti dislivelli connessi ai principali rami del Piave, alternati con depressioni in pianura (indicate nella carta geomorfologica con il relativo simbolo verde) presenti molto diffusamente in tutta l'area.

La distribuzione delle tessiture superficiali mette in risalto i processi di aggradazione della pianura con una prevalenza di sedimenti sabbiosi in corrispondenza dei principali dossi fluviali e

dei sistemi costieri, di limi nelle pianure interdossive e argille in corrispondenza dei settori più settentrionali della provincia, prevalentemente a nord dell'allineamento San Donà - Ceggia - Torre di Mosto. La direttrice San Donà - Ceggia - San Stino marca approssimativamente il limite della massima ingressione lagunare medievale, evidenziata dalla distribuzione delle arcce depresse e delle tracce di paleoidrografia lagunare e palustre.

4. II. 2. IL LIVENZA E LE SUE DIRAMAZIONI IN DESTRA IDROGRAFICA

In prossimità 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, in questo tratto è ampio fino a due chilometri, anche per la coalescenza con altre diramazioni in destra e in sinistra. 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. Esso ha conservato a tratti un forte risalto morfologico che lo rende visibile sul terreno anche all'osservatore meno esperto. 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. Lo stato attuale delle ricerche non ha ancora permesso di stabilire la natura di queste confluenze, né i tempi di attività, tuttavia l'osservazione della carta ci consente di dire che la formazione del dosso del Piavon si era probabilmente già conclusa in età romana. L'evidenza del tracciato della via Annia, non obliterato dalle sabbie del dosso, e la presenza di un miliare di epoca tardo-romana (sito 6), ne sono l'indicazione

archeologica più evidente, associate alla pedogenesi avanzata dei suoli, che hanno sviluppato un orizzonte calcico ben riconoscibile, anche se non confrontabile con quello dei suoli tipici della superficie pleistocenica (REGIONE DEL VENETO, 1996).

Dal punto di confluenza, coincidente con il paese di Torre di Mosto, si dirama verso sud un dosso ampio circa un chilometro, a larghe anse, 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 (D. GOBBATO, comunicazione personale), attualmente conservato presso il Museo della Civiltà Contadina di Boccafossa, ottenendo una data calibrata compresa nell'intervallo tra 430 e 650 anni d.C. Pur con le necessarie cautele legate all'alca dei resoconti medievali, questa datazione potrebbe essere compatibile con il grande dissesto idrogeologico che produsse il famoso *acquae diluvium* descritto da Paolo Diacono (*Historia Longobardorum*, III, 23) che la tradizione storiografica colloca nel 589 d.C. Nei pressi del Canale Casaratta, sono presenti elementi antropici diffusi, interpretati come sistemazioni di tipo agrario di epoca medievale e probabilmente riferibili al VII o al XIV secolo d.C. (DORIGO, 1994a). La fotointerpretazione ha messo in luce anche la traccia della strada che si diparte dalla via Annia, dal ponte sul Grassaga in direzione Staffolo e Torre di Mosto, riconosciuta come una diramazione della via stessa (TOZZI & HARARI, 1984) o identificata da DORIGO (1994a) come un tratto della via Antiga, del 1290 d.C., ma più probabilmente riferibile al VII secolo d.C. Entrambi questi elementi sembrano interrompersi proprio in prossimità del dosso. La loro presenza e il vicino ritrovamento di un monumento funerario a 1 m di profondità (sito 38), se da una parte sembrano confermare una datazione per il dosso a età post-romana, probabilmente medievale, dall'altra, per quanto riguarda la cronologia delle lineazioni e della strada, potrebbero indicare anche un'epoca anteriore al V-VI secolo d.C.

A valle di Torre di Mosto, lungo via Rotta (il

Fig. 4.15. Le principali direttrici di deflusso del Livenza e del Piave.

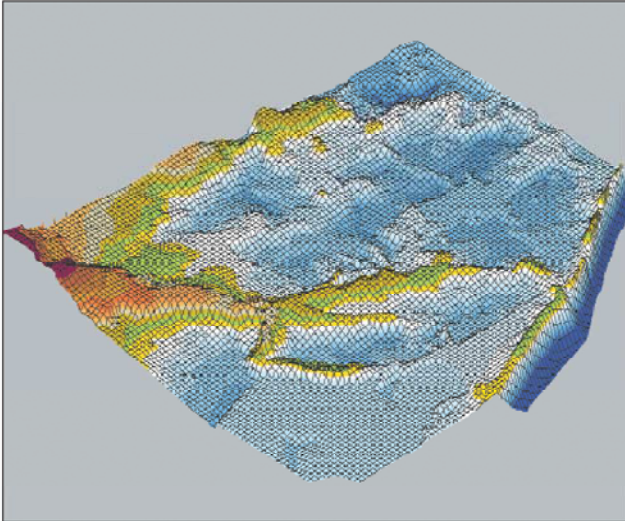
toponimo è in questo caso più che mai significativo) si sviluppa un piccolo dosso, orientato a sud, le cui sabbie che ne definiscono la forma seguono in parte il percorso del Brian. Pur mancando evidenze di una sua ulteriore prosecuzio-

ne verso meridione, alcune carte storiche, tra le quali quella di Sebastiano Alberti del 1675, copia del 1532 (ASVE, SEA, Piave, ds. 129, 1675, IMAGO 44) consentono di stabilire il suo collegamento con la località Stretti, dove il Brian



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 Grassaga (Piveran); CPS-paleoalveo di Caposile; 11) datazione al ¹⁴C: 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.

Fig. 4.16. Il Modello Digitale del Terreno elaborato per l'area del Basso Piave. Sono nettamente distinguibili i dossi fluviali che si dipartono da San Donà di Piave formando un "tridente" e che isolano le depressioni d'interdosso. Alla destra si scorge il rilevato dunale parallelo alla costa e il fondale del mare Adriatico.



forma un gomito, e con l'omonimo canale Stretti, ora scomparso, ma che nella carta dell'Alberti viene rappresentato in connessione con il canale dei Largoni. Di questo sistema di canali rimangono oggi tracce molto marcate solamente nei pressi di Eraclea e di Ponte Crepaldo. Vi è infatti una diramazione molto ampia del dosso del Piave, con ramificazioni varie e paleovalvei molto evidenti. La distribuzione delle sabbie in corrispondenza del dosso accentua la visibilità della forma, così come le tracce degli elementi topografici attuali che ricalcano l'antica idrografia. In prossimità di Stretti, l'unico indizio della presenza di un canale attivo alcuni secoli or sono è data dalla canaletta che percorre il dosso a partire da Torre di Mosto, arriva a Stretti e da lì prosegue in direzione di Ponte Crepaldo fino al canale Collettore Principale.

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 paleovalveo, dall'attuale canale e dal suo rilievo sulle aree depresse circostanti. Si tratta di un elemento sottile e allungato, del quale manca una continuità verso sud, in genere

sempre ben rappresentato nella cartografia storica, segno che nel tempo ha mantenuto una sua importanza nel quadro dell'idrografia fluviale e palustre di quest'area. 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.

4. II. 3. 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

Fig. 4.17. Foto aerea zenitale dell'are di Cittanova. È evidente il grande paleoalveo del Piave che si diparte verso sud dall'attuale corso del Grassaga-Brian. Numerose le tracce connesse alla presenza antropica in età romana e medioevale.

Vecchia-Sile, si dirige verso la laguna nord con andamento sinuoso, mentre il principale, il Piave propriamente detto (talora indicato come Piave di Cortellazzo o Gran Taglio), si dirige rettilineo verso Eraclea e quindi alla foce. Se l'idro-

grafia attuale prevede 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. 4.16); 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. 4.25) che consente di stabilire che questo ramo del Piave si attivò solo successivamente al 530-680 d.C. (1440 ± 60 a ^{14}C BP; Beta-155800).

In destra idrografica si osservano numerosi indizi di vie di deflusso superficiale che sono rimaste attive probabilmente anche per lungo tempo. Alcune sono evidenziate dal disegno degli elementi topografici, altre sono state riconosciute nelle carte storiche. Due di questi percorsi sono particolarmente evidenti. Di uno si è conservato il dosso a meandri verso l'estremità di Caposile (fig. 2.4) dell'altro rimane traccia tutt'oggi nel canale Caligo, sia attraverso le sabbie che formano una penisola che si immette in laguna, sia attraverso l'idrografia relitta costituita dal canale stesso. Lungo il suo margine meridionale sono state segnalate sabbie litoranee connesse ad antiche dune (PROVINCIA DI VENEZIA, 1983).

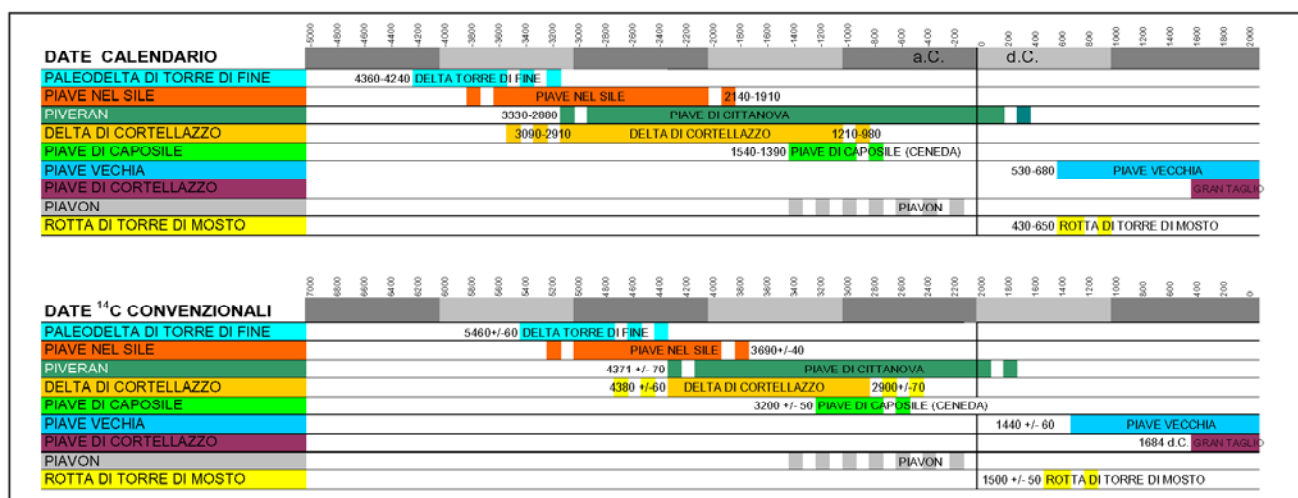
A partire da Caposile si allontana parallelamente al Taglio del Sile un paleoalveo molto ben definito i cui sedimenti sono stati datati al 1390-1540 a.C. (3200 ± 50 a ^{14}C BP; Beta-155798). Questo paleoalveo sembra in stretta connessione con il percorso del Piave, pur non possedendo alcun rilievo morfologico. 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 Genesa, come sembrerebbero indicare anche le tracce del paleo-Piave rilevate da E. Canal in laguna e cartografate nella carta geomorfologica (vedi capitolo 4.IX in questo volume).

Più a est, il dosso del Taglio da Rc 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 rami 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 (solo per citarne alcune: ASVE, SEA, Piave, ds. 129, 1675, IMAGO 44 (1532); ASVE, SEA, Piave, ds. 31, 1688, IMAGO 26; ASVE, SEA, Piave, ds. 45, 1735, IMAGO 29; ASVE, SEA, Piave, ds. 60, 1761, IMAGO 46) 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

Fig. 4.18. Cronogramma dei periodi di attivazione fluviale dei principali deflussi plavensi espressi in età calendario e in età ¹⁴C convenzionale.



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; inoltre due tratti della via sono stati rilevati sopra il dosso, a modesta profondità (BAROZZI *et alii*, 1884), alla fine del 1800: in località Al Fornetto (sito 53) si rinvennero a 30 cm di profondità "pietre, embrici e ghiaie" e nei campi detti il Serraglio venne riconosciuto il profilo della via larga 18 m (sito 54). Il dosso prosegue verso l'area archeologica di Cittanova e continua in un paleoalveo parallelo al più recente canale Ramo. L'area situata a nord e a sud della confluenza del Grassaga con il canale Ramo, in seguito alla pubblicazione di una fotografia aerea zenitale (TOZZI, 1984; TOZZI & HARARI, 1984; cfr. fig. 4.17), è stata oggetto di un'indagine di superficie e di uno scavo archeologico che hanno rivelato un insediamento dell'età del Bronzo recente (1450-1150 a.C.), molto esteso (sito 43), che potrebbe essere coevo a un periodo di attività del

corso d'acqua. Presso l'Agenzia Moizzi il Bronzo recente risulta essere sepolto da alluvioni sabbiose per uno spessore variabile di 1-1,5 m (BLAKE *et alii*, 1988), al di sopra delle quali si trovano i resti romani. Sugli spalti del dosso del paleoalveo che attraversa l'area di Cittanova è documentata, da vecchi recuperi, localizzati nella carta geomorfologica, e da indagini recenti (BLAKE *et alii*, 1988; FAVERO & SALVATORI, 1992; SALVATORI, 1989; 1990), un'intensa occupazione di epoca romana, limitata dal I alla metà del II secolo d.C. e legata a un'opera di canalizzazione e di sistemazione agraria di cui sono state osservate tracce in fotointerpretazione e nei sondaggi (siti 38/42-774/781). Una serie di sondaggi a carotaggio continuo ha permesso di delineare un quadro paleogeografico della zona: area 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., un'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.

Il quadro paleogeografico che si ottiene porterebbe a formulare l'ipotesi che la *via Annia* non

Fig. 4.19. Il carattere marcatamente anfibio del Basso Piave è ben rappresentato nella carta *Comprensorio dell'entroterra tra i settori terminali del Piave e della Livenza dal litorale adriatico fino a Staffolo, oltre Cittanova* di Sebastiano Alberti, 1675 (ASVE, SEA, Piave, ds. 129).



attraversasse il Piave presso San Donà, in quanto il Piave potrebbe non aver avuto importanti rami attivi verso sud. Se le ulteriori ricerche lo confermeranno, potrebbe trattarsi di un percorso stradale che seguiva la base meridionale del dosso e attraversava il Piave (oggi il Grassaga) in un unico punto a monte di Cittanova.

Sono stati datati scdimenti torbosi alla base delle sabbie che costituiscono il dosso, alla profondità di 3,7 m, fornendo la data *ante quem* da 3330 a 3160 a.C. (4370 ± 70 a ^{14}C BP, Beta-155799).

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.

4. II. 4. 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, 1977) che in parte ricalca i più antichi percorsi. La densa trama dei canali lagunari e palustri oggi estinti è meglio identificata nei settori più prossimi alla linea di riva. 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 ret-

tificati e sistemati per le necessità della navigazione e degli scambi idraulici.

È ormai certa l'identificazione del Canal dell'Arco quattrocentesco con la Cava Zuccherina raffigurata nella cartografia storica a nord dell'attuale Cavetta (ASVE, Miscellanea mappe 1440, 1539, IMAGO 247; CONTON, 1911; CANIATO, 1985), chiamata con questo nome dopo che la famiglia Zucarin si prese cura della sua manutenzione a partire dal 1449. Del Canal d'Arco rimane oggi 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 mentre successivamente sarà rettificato con la "nuova Cava Zuccherina", che si conserva nell'odierno Cavetta.

A valle dell'attuale canale Cavetta nella carta geomorfologica è visibile un paleoalveo ad andamento sinuoso che incrocia il canale artificiale più volte: in una carta storica del XIV secolo (ASVE, Miscellanea Mappe, 1440) viene indicato come "Cava Vecchia", anno 1539, IMAGO 247).

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, ne sono riconoscibili altri, 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: Fossavecchia, canal Cornio, canale Stretti, canale dei Largoni, canal di San Martin ecc. L'esame delle carte, congiunto all'interpretazione dei dati geomorfologici, ha permesso 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

Fig. 4.20. In questa carta della seconda metà del '500 è già presente il Taglio da Re, mentre ancora non è stato scavato il Gran Taglio di Cortellazzo che trasformerà completamente l'assetto idraulico dei territori palustri attraversati. *Valle posta tra il Piave e il canale Largon, dal Taglio del re al mare, con canali minori e laghetti nella zona di Giacomo De Castaldi, 1562 (ASVE, SEA, Piave, ds. 6).*

deposizione di sedimenti tra Piave e 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. Alcuni siti presenti in destra e sinistra idrografica del canale Revedoli (siti 25 e 26), ma, privi di contesto e databili genericamente all'epoca romana, sono, per ora, interpretabili solo come testimonianze della presenza insediativa in epoca romana.

4. II. 5. 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. Tre sono i sistemi principali: il palcodelta fluviale di Torre di Finc, 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 miglorie fondiari portate a termine nel XX secolo. La loro grande evidenza in foto aerea è connessa alla diversa costituzione dei sedimenti, sabbiosi in corrispondenza dei cordoni e limoso-argillosi, talvolta organici, negli spazi interdunari.

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 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 recentemente sono state oggetto di una tesi di dottorato (RIZZETTO, 2000) e di ulteriori studi (RIZZETTO & BONDESAN A., 1999; BONDESAN A. *et alii*, 2003a).

4. II. 5. a. *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. Il delta è tagliato dall'antico corso 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. I cordoni che disegnano il delta sembrano interrotti in corrispondenza di un paleoalveo più importante che pare proseguire verso mare come canale di marea. Non è chiaro se si tratti dell'unica traccia rimasta visibile del fiume che ha creato il delta, oppure un tratto meglio conservato della più recente idrografia palustre endolitorale. Analisi mineralogiche condotte sulle sabbie hanno permesso di stabilire 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 ^{14}C BP, GX-26434) (BONDESAN A. *et alii*, 2003a).

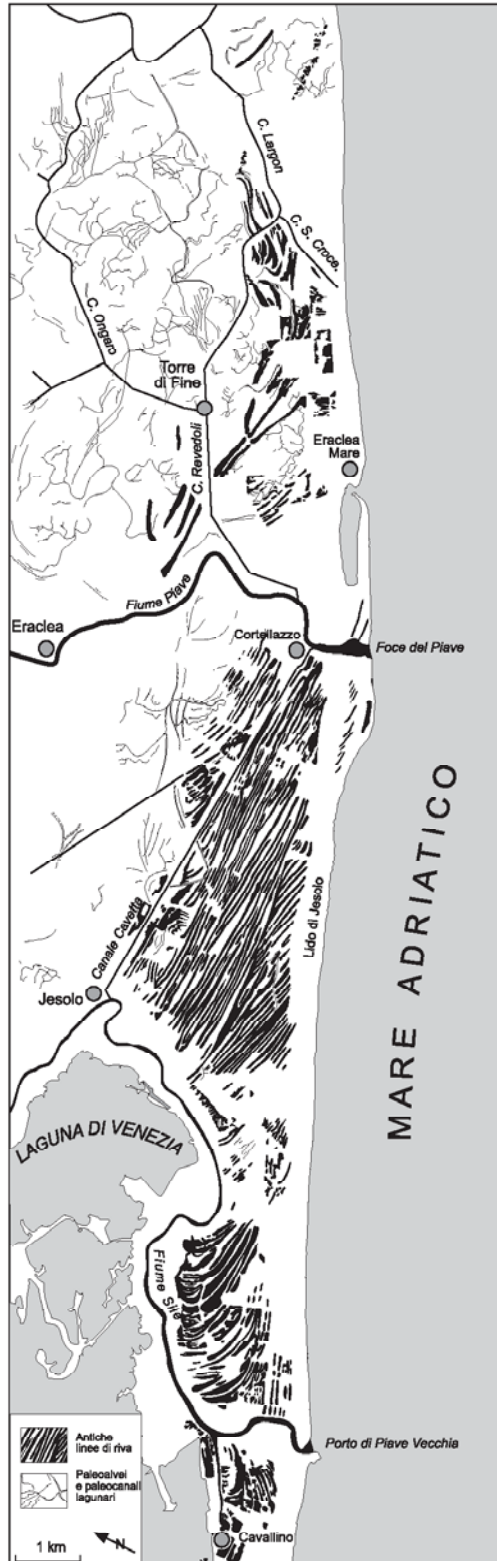
4. II. 5. b. *I cordoni di Jesolo - Cortellazzo*

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 alii* (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 a andamento arcuato, orientate dapprima in senso ONO-ESE e, verso oriente, in senso est-ovest.

Fig. 4.21. Antiche linee di riva lungo il margine costiero del Basso Piave (da BONDESAN A. *et alii*, 2003a, modificato)



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 ampio 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 A. *et alii*, 2003a). Anche questi cordoni 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; GX-26436, 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, GX-26437).

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 residui, spesso ricostituiti artificialmente (cfr. capitolo 4.XI. in questo volume). Esso era legato ai processi eolici attuali ed è quindi presumibile che le dune attuali e sub-attuali sormontassero quelle più antiche.

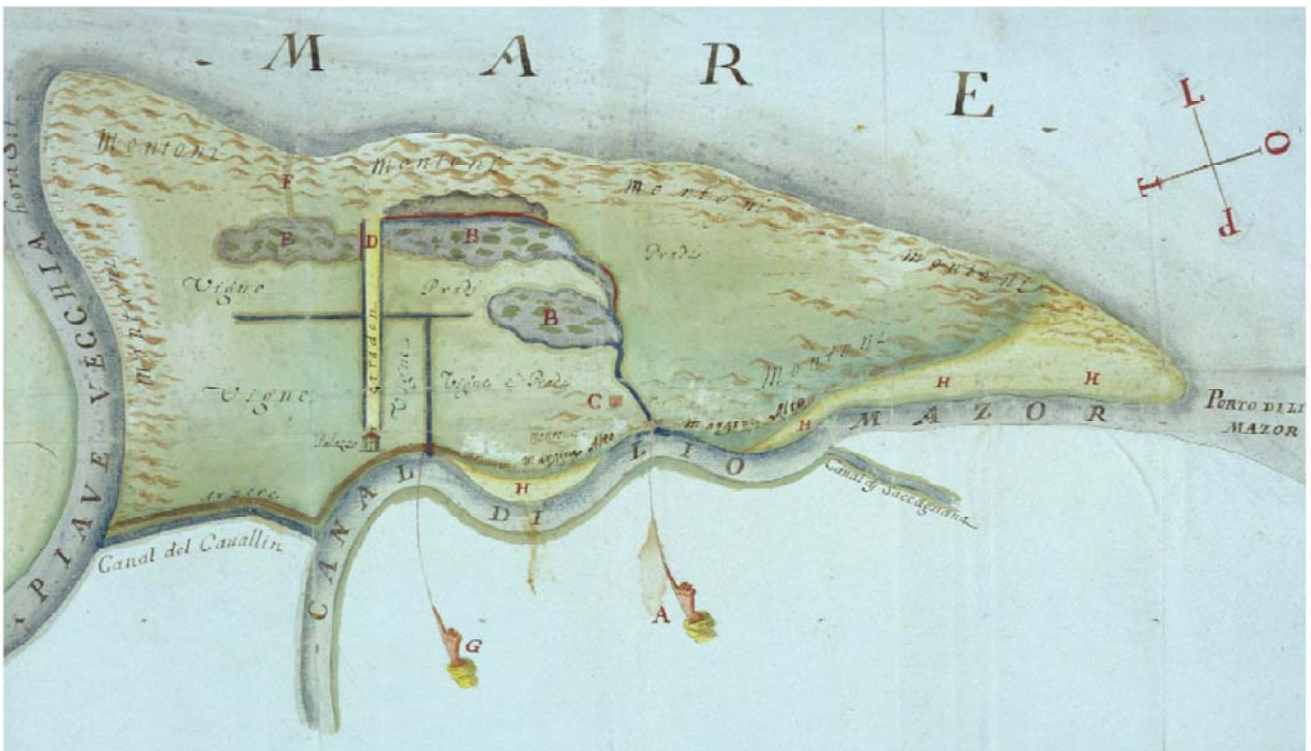
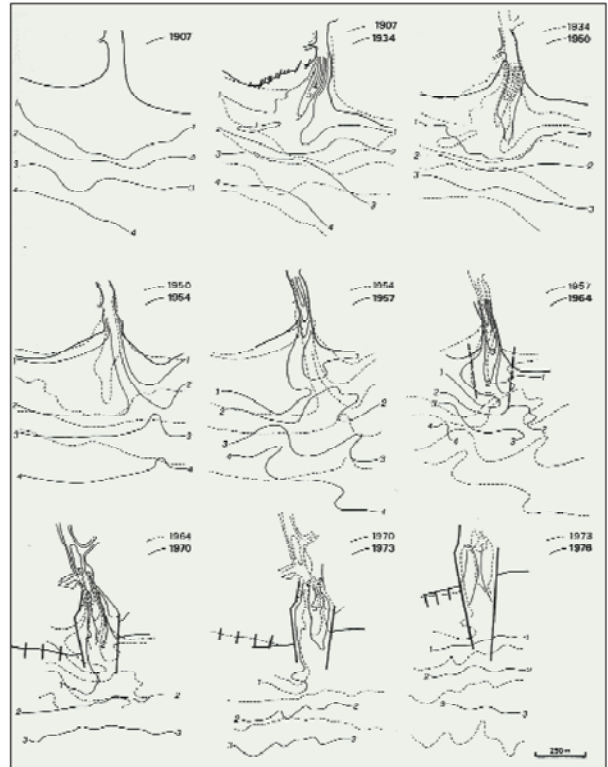
BONDESAN A. *et alii* (2003) propongono alcune possibili interpretazioni del complesso assetto costiero del Basso Piave. Ciascun sistema di tracce è stato espresso come una distinta fase di avanzamento del litorale, successivamente interrotta da un evento erosivo. Una spiegazione alternativa considera le disposizioni irregolari dei fasci contigui di cordoni come successive posizioni di stazionamento prolungato della linea di costa, seguite da una ripresa dell'avanzamento in differenti condizioni meteomarine o

Fig. 4.22. In basso. Si osservino i cordoni dunari alla destra della foce del Sile - Piave Vecchia. *Sile. Tratto del fiume già Piave Vecchia e terre tra il mare e il canale di Lio Maggiore e relativo porto* di Domenico Margutti e Angelo Minorelli, 1713 (ASVE, SEA, Fondo 15).

paleogeografiche dell'arco costiero.

La geometria delle tracce consente di ipotizzare l'esistenza di un delta a cuspidato, 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. Risultano assenti i ritrovamenti archeologici in tutta l'area tra il Caligo e il corso attuale del Piave, a esclusione di alcuni siti disposti in allineamento da Jesolo

Fig. 4.23. Trasformazioni della foce di Porto S. Margherita dal 1907 al 1976 (da BONDESAN A., 1992).



lungo il canale Cavetta alla sua destra e sinistra idrografica, lungo l'allineamento più interno e più antico di dune evidenziate nella carta geomorfologica. Si tratta quasi esclusivamente di monumenti lapidei a carattere funerario, rinvenuti a Jesolo, nei pressi dell'antica basilica di San Mauro (siti 7 e 30), in località I Forni a sud del canale Cavetta (sito 37), e in località Le Motte, presso l'antica chiesa di San Giorgio in Pinedo (siti 3-28). Considerati finora di riempimento e provenienti da altre località (TOMBOLANI, 1985a), nuovamente localizzati e contestualizzati nella carta geomorfologica, costituiscono indizi di presenze insediative significative, di epoca romana imperiale, probabilmente prossime alla linea di costa e al margine interno di un'area lagunare.

4. II. 5. c. *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 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 verso mare oltre la linea di costa attuale.

4. II. 6. L'EVOLUZIONE TARDO OLOCENICA DEL BASSO PIAVE

(con la collaborazione di A. Miola per le ricostruzioni paleoambientali)

L'evoluzione medio e tardo olocenica dell'area tra Piave Vecchia e Livenza è documentata sia dalle divagazioni dei rami del Piave che dai processi di avanzamento e arretramento della linea di riva che hanno determinato la formazione degli antichi cordoni litoranei di cui si è detto. Il sollevamento del livello marino, iniziato circa 15.000 anni fa dopo l'ultimo acme glaciale, ha causato una generale trasgressione marina e la linea di costa raggiunse una posizione prossima all'attuale a partire da circa 6000 anni fa (ALBEROTANZA *et alii*, 1977; BRAMBATI, 1985; FAVERO & SERANDREI BARBERO, 1980; TOSI, 1994b; BONARDI *et alii*, 1997; SERANDREI BARBERO *et alii*, 2001).

L'arco litoraneo dell'Adriatico settentrionale subì un importante arretramento che al culmine della trasgressione lo portò a stabilirsi alcuni chilometri a nord rispetto all'odierna ubicazione. Recenti studi (BONDESAN A. *et alii*, 2003a) nell'area del Basso Piave consentono di retrodatare di alcune migliaia d'anni le età dell'ingressione lagunare e di fissare le tappe della sua avanzata verso l'interno. Le *facies* lagunari, identificate attraverso analisi dei pollini dei sedimenti, sono state riscontrate in tre carotaggi eseguiti rispettivamente a Ca' Fornera (5 km all'interno della foce del Piave) a valle di Eraclea, a Palazzetto (11 km dalla foce), in sinistra idrografica del Piave e a Fiorentina (13 km dalla foce), ai piedi del dosso del Piveran. La presenza delle prime *facies* lagunari è stata confermata rispettivamente a 8670±60 a ¹⁴C BP (da 7950 a 7590 a.C., Beta-171544), a 6520±50 a ¹⁴C BP (da 5540 a 5370 a.C., Beta-168127) e 3570±70 a ¹⁴C BP (da 2125 a 1735 a.C., Beta-170844).

Allo stato attuale delle conoscenze non è possibile stabilire l'antica idrografia del basso Piave in relazione allo sviluppo delle lagune. Diverse sono le considerazioni che possono essere svolte per i principali deflussi plavensi, anche se non vi

Fig. 4.24. Foto aerea zenitale del settore costiero alle spalle di Jesolo. Sono evidenti le antiche linee di riva connesse all'apparato deluzio del Piave.

sono datazioni disponibili che consentano di determinare con certezza l'attivazione del ramo attuale del Piave che da Nervesa scende verso San Donà. Le datazioni eseguite lungo i rami a valle, in particolare quello del Piveran, permettono di dire che il percorso era attivo alla fine del quarto millennio a.C., anche se non si può escludere a priori che a monte di San Donà il percorso differisse da quello attuale. Sul dosso alcuni siti di

epoca romana (siti 72-75-76-77) e una villa rustica, sull'argine sinistro del fiume, confermano un percorso del Piave fino a San Donà attivo in epoca romana (sito 75): lo scavo ha messo in luce pavimenti in cocciopesto e una serie di ambienti, databili alla seconda metà del I secolo a.C., che poggiano su sabbie alluvionali. A una fase di abbandono segue nel IV secolo d.C. una rioccupazione e una ristrutturazione dell'edificio suc-



cessivamente distrutto da un incendio e sigillato da un'alluvione; soltanto nell'XI secolo nell'area sorse la chiesa dedicata a San Mauro (TOMBOLANI, 1985b).

In fig. 4.18 sono riportati i periodi di attivazione dei principali rami fluviali, interpretati sulla base di datazioni geocronologiche e deduzioni ricavate dalla documentazione archeologica disponibile. Si tratta di una ricostruzione ancora approssimata e frammentaria, che dovrà essere necessariamente completata nel corso delle future ricerche, ma che aiuta a comporre la successione degli eventi sulla scorta delle più aggiornate conoscenze disponibili.

Il più antico ramo plavense datato è quello che ha determinato la costruzione del dosso di Meolo, in destra Piave. La sua origine può essere fatta risalire a un'età certamente anteriore al Mesolitico e probabilmente tardo pleistocenica o olocenica superiore. Ciò può essere dedotto dallo sviluppo dei suoli e dai siti mesolitici (5500-4500 a.C.; BROGLIO *et alii*, 1987) rinvenuti in superficie, a conferma che il fiume aveva già finito di costruire il dosso.

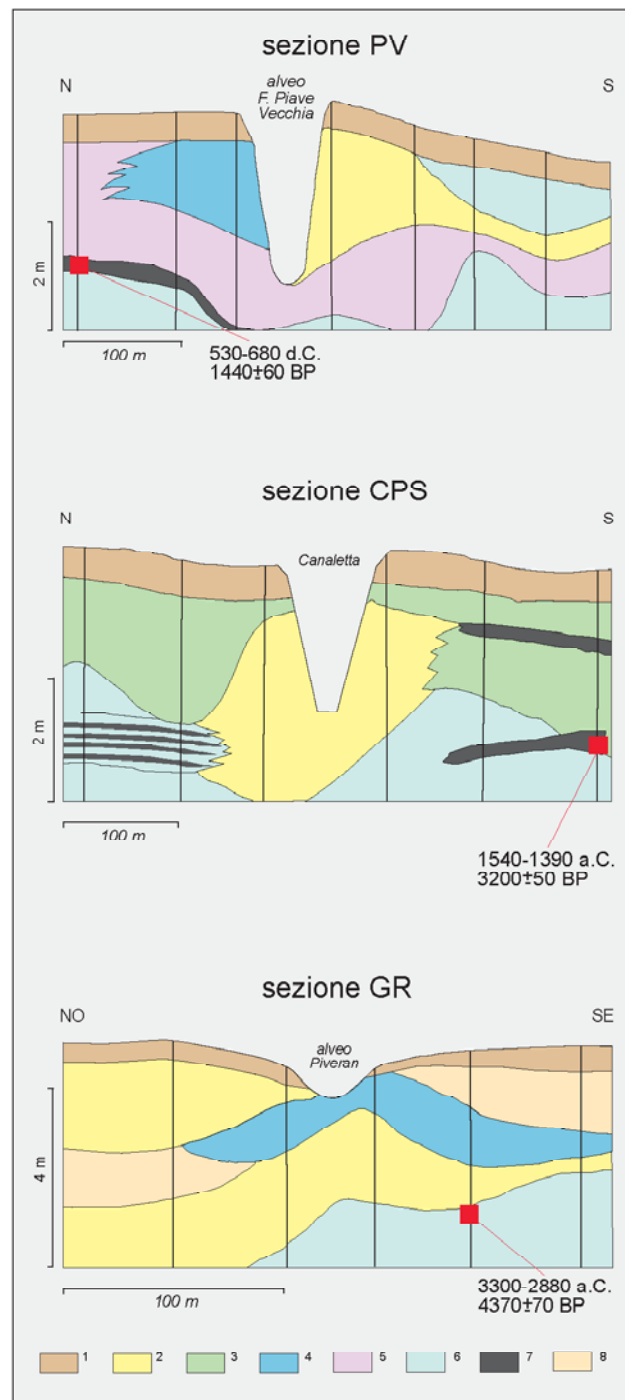
Il successivo evento datato si riferisce al paleodelta di Torre di Fine che era già attivo a partire dal 4447-4054 a.C. (5460 ± 60 a ^{14}C BP; fine dell'Atlantico), mentre non si conosce il momento della sua disattivazione.

Vi sono dati geocronologici che spingono a riconoscere la presenza del Piave nell'alveo del Sile, in destra idrografica. La deposizione delle sabbie nel suo basso corso cessa a 2140-1910 a.C. (3690 ± 40 a ^{14}C BP, Beta-173729), mentre più a monte depone ancora ghiaie fino almeno a 3465 ± 100 a ^{14}C BP (MOZZI, 1998).

In un momento successivo al 3330-2880 a.C. (4370 ± 70 a ^{14}C BP; Beta-155799) il corso del Piave scende verso Cittanova lungo l'attuale Piveran e in età romana il suo alveo si riduce notevolmente in sezione.

È singolare osservare che contemporaneamente si stava costruendo anche il nuovo delta di Cortellazzo che inizia a formarsi probabilmente poco prima del 3327-2883 a.C. (4380 ± 60 a ^{14}C BP;

Fig. 4.25. Sezioni stratigrafiche realizzate attraverso allineamenti di carotaggi a bassa profondità nell'area del Basso Piave. PV: dosso della Piave Vecchia; CPS: paleoalveo del Piave a Caposile; GR: Canale Piveran - Grassaga. Per l'ubicazione si veda la fig. 4.15.



Legenda: 1) suolo arativo; 2) sabbia; 3) limo; 4) limo argilloso; 5) argilla-limoso; 6) argilla; 7) torba; 8) franco.

Fig. 4.26. Settore con il Taglio Nuovo del Piave, l'alveo vecchio presso l'argine di San Marco, la cava Zuccarina, il Taglio del Re e altri canaletti, fino al Porto di Cortellazzo di Angelo Gornizai, 1688 (ASVE, SEA, Piave, ds. 31).



transizione Atlantico-Subboreale) ed è ancora attivo nel 1366-900 a.C. (2900 ± 70 a ^{14}C BP). Questo fatto potrebbe sostenere l'ipotesi che vi fosse una connessione genetica tra il ramo del Piveran e il delta di Cortellazzo che poteva essere raggiunto passando per Eraclea, da dove si osserva effettivamente un dosso e un paleoalveo dirigersi verso Cittanova. Di fatto, tenendo conto dei deflussi riconoscibili nella carta geomorfologica, essenzialmente come dossi o come paleoalvei, e delle datazioni eseguite, questa ipotesi risulta essere la più convincente. L'esistenza di un paleo-Piave a valle di Eraclea, già a partire dalla fine dell'Atlantico, e la sua persistenza nel territorio almeno fino alla fine del Subboreale, potrebbe essere confermata dal campione di argilla organica prelevato da una profondità di 145-165 cm che, sottoposto a datazione, ha fornito un'età pari a 400-120 a.C. (2235 ± 60 a ^{14}C BP; Rome-1181). Essendo stato rinvenuto entro livelli di origine marina depositi sul dosso, esso potrebbe dimostrare l'esistenza di un paleo-corso del Piave in questa zona già prima del Subatlantico (BONDESAN A. *et alii*, 2003a).

BLAKE *et alii* (1988) ipotizzano che il paleodelta più antico di Torre di Fine possa essere stato originato dal Piavon. La datazione più vecchia disponibile per il Piavon riguarda un paleoalveo

datato circa 4200 anni a ^{14}C BP. Si tratta di una direttrice di deflusso che scendendo dall'apice della conoide di Nervesa in sinistra si collegava all'antico percorso del Piavon a monte di Oderzo. La sua età non sarebbe però congruente con l'età del delta, mentre mancano indicazioni geomorfologiche di una possibile connessione tra Piavon e delta di Torre di Fine. Esistono quindi ancora molti elementi di dubbio che spingono alla cautela nel riconoscimento dell'antico tracciato del Piave che ha generato il delta e ulteriori indagini dovranno essere condotte. Materiali di epoca romana sulla battigia, di difficile interpretazione (sito 23), e edifici databili al I-II secolo d.C. rinvenuti lungo il margine costiero (siti 323, 22) a Duna verde e Porto Santa Margherita (FOZZATI & TONIOLO, 2001), indicano per ora la linea più esterna occupata in epoca romana.

La traccia che da Caposile si dirige verso il Genesa segnala la presenza di un paleoalveo piuttosto ampio che non ha dato luogo a un dosso, anche se alla profondità tra 1,6 e 4 m si è osservata la presenza di un corpo sabbioso. Le torbe poste alla base hanno consentito di stabilire la data di attivazione in un'epoca successiva al 1540-1390 a.C. (3200 ± 50 a ^{14}C BP; Beta-155798). Questo tracciato poteva essere in connessione

con il nodo di San Donà di Piave ed essere stato in seguito sepolto dalle alluvioni della Piave Vecchia. Il ramo che si distacca da San Donà è in effetti posteriore al 530-680 d.C. (1440±60 a ¹⁴C BP; Beta-155800) e la sua attivazione sembra correlabile, con le cautele consuete, al noto *Diluvium* di Paolo Diacono.

Infine, il Taglio da Rc e il Piave di Cortellazzo appartengono alla storia moderna e sono il risultato delle grandi opere seicentesche di diversione fluviale. Le frequenti esondazioni provocate dal corso perilagunare del Piave (l'attuale Sile-Piave Vecchia) provocavano cospicui interramenti nella laguna di Venezia andando a ostacolare la navigazione al Porto di Lido; fu progettato quindi di deviarne la foce verso est. I lavori, conclusi nel 1664, condussero le acque del Piave a formare un vasto lago limitato da argini artificiali e ubicato nel territorio compreso tra il suo attuale corso e quello del Livenza; questa sistemazione durò una ventina d'anni, poiché già nel 1683 una rotta in località Landrona fece defluire, naturalmente, il fiume verso l'attuale foce di Cortellazzo (ZUNICA, 1968b). La coincidenza dell'antica direzione di deflusso con il tracciato attuale fa pensare a una condizione morfologica favorevole all'impostazione dell'asta terminale in questo settore.

Alle spalle degli apparati di foce descritti si sono sviluppate ampie lagune, che hanno interessato il territorio del basso Piave a partire dalla nota ingressione alto-medievale fino al secolo scorso. Alcune datazioni eseguite su torbe poste tra i 2 e i 3 m di profondità hanno fornito un'età pari a 985-1215 d.C. (955±55 anni a ¹⁴C BP; Rome-1180) (BONDESAN *et alii*, 2003a); 436-1221 d.C. (1200±190 anni a ¹⁴C BP; Utc-7801, H.J.A. BERENDSEN, comunicazione personale); 1280-1399 d.C. (658±39 anni a ¹⁴C BP; Utc-7802; H.J.A. BERENDSEN, comunicazione personale). Il limite di tale ingressione è testimoniato dal fitto reticolo di canali lagunari che ricoprono ampi settori della pianura a eccezione dei dossi fluviali. Il limite interno è marcato dall'allineamento San Donà - Ceggia - San Stino di Livenza, che è anche il percorso seguito dalla via Annia.

CAPITOLO 4. III.

TRA PIAVE E SILE

di Aldino Bondesan e Paola Furlanetto

4. III. 1. INTRODUZIONE

Il tratto di pianura compreso tra il Sile e il Piave è interessato dai depositi pertinenti all'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 Mcolo. 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 Mcolo, e interessate da processi che si sono svolti in tempi e con modalità differenti; a sud le tracce sono connesse maggiormente all'antico ambiente lagunare, facilmente leggibile nel reticolo dei paleoalvei, che convergono verso l'attuale Cenesa in laguna.

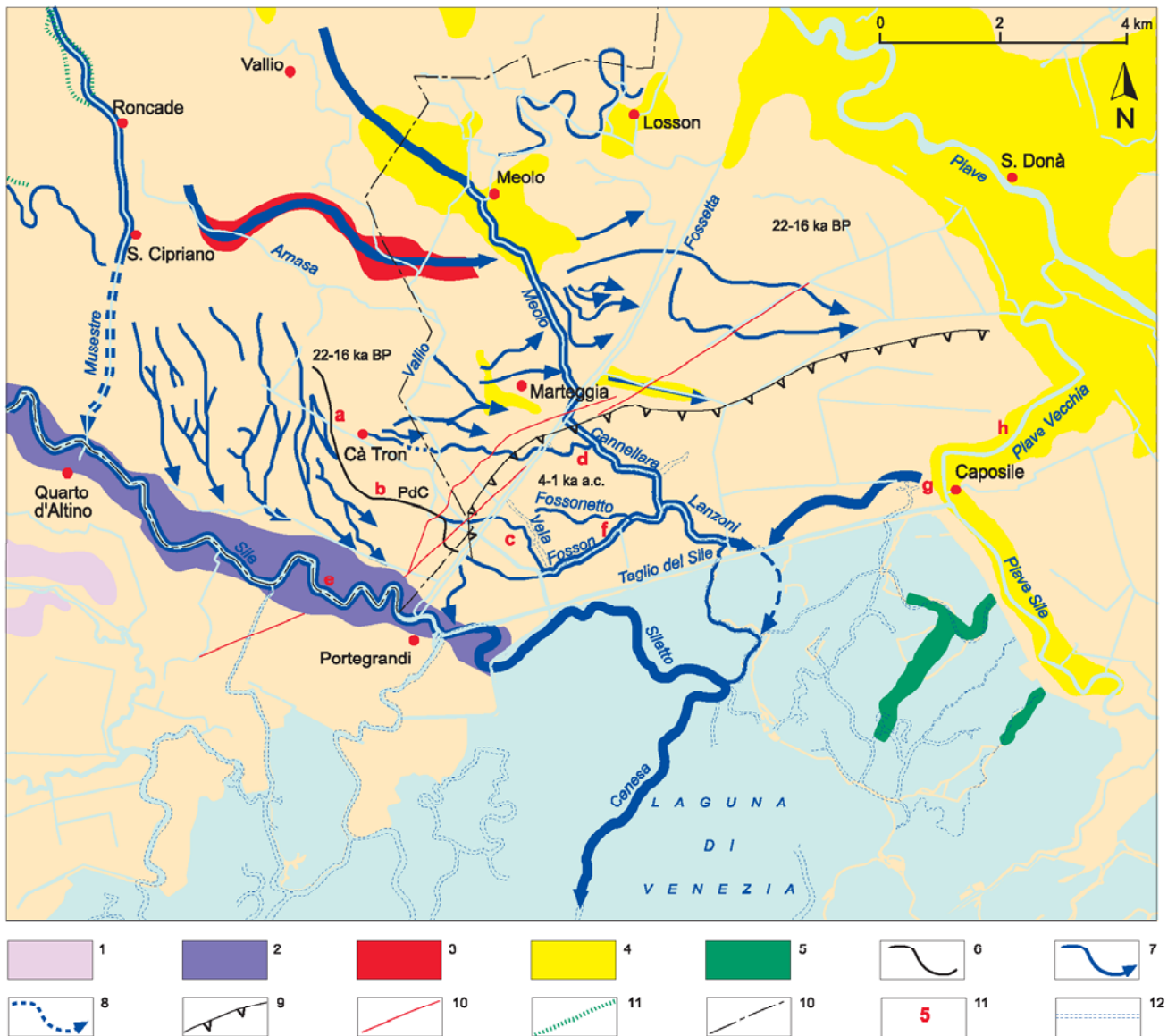
Il Sile, a ovest, e il Vallio, a est, marcano il confine con l'attigua provincia di Treviso, per cui l'area rappresentata nella carta geomorfologica è all'incirca per metà collocata esternamente alla provincia di Venezia. Lo stato di avanzamento delle ricerche svolte negli ultimi anni nell'area della tenuta di Ca' Tron ha consentito di allargare il settore d'indagine, così da estendere la ricerca fuori dei limiti amministrativi e fornire maggiore unitarietà alla rappresentazione cartografica.

Fig. 4.27. Le principali direttrici di deflusso tra Sile e Piave.

4. III. 2. GLI ELEMENTI PALEOIDROGRAFICI TRA PIAVE E SILE

Le tracce disegnate nella carta geomorfologica sono state ottenute attraverso la fotointerpretazione di numerose serie aerofotografiche; nella sola area della tenuta di Ca' Tron sono state ana-

lizzate dieci levate aerofotografiche a partire dal 1944 fino al 2001, di cui una all'infrarosso, mentre una campagna di ricerche, finanziata dalla Fondazione Cassamarca, è in corso da alcuni anni da parte di docenti dell'Università di Padova, alcuni dei quali afferiscono al gruppo di



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 ^{14}C : 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.

lavoro dei Progetti Doge e Leo. Si è avuta, quindi, l'opportunità di approfondire lo studio attraverso molteplici e diverse indagini di campagna che hanno permesso di esaminare a fondo il territorio, aprendo contemporaneamente, come sempre accade, anche nuovi interrogativi.

Al margine orientale dell'area descritta domina la presenza del grande dosso del Piave attuale. A Fossalta di Piave un ventaglio di rotta si apre verso sud-ovest prolungandosi in un blando dosso che continua nel La Fossetta. Non vi è traccia di collegamenti con altri elementi paleoidrografici e l'origine è probabilmente connessa con una rotta sulla sponda di botto 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 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 un'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, mentre PRIMON (2001) riconosce, attraverso l'analisi da satellite, la presenza di tracce meandriche di grandi dimensioni e a ampio raggio di curvatura che seguono un andamento all'incirca nord-sud. Indagini archeologiche di superficie (BROGLIO *et alii*, 1987) hanno individuato siti mesolitici presenti sulla superficie del dosso, fatto che consente di stabilire una

data *ante quem* della sua disattivazione.

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 (ASVE, SEA, Beni Inculti Treviso-Friuli ds. 481, XVII secolo, IMAGO 145). 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. FAVERO (1991b) 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 quella 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.

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 supe-

Fig. 4.28. Alla fine del '700 l'idrografia nell'entroterra aveva acquisito l'assetto che ancora oggi conserva, mentre la laguna settentrionale risultava essere molto meno estesa rispetto all'attuale. *Parte del territorio trevisano tra Piave Vecchia e fiume Zero, tra Roncade e il mare di Tommaso Scalfurotto e Antonio Pastori, 1782 (ASVE, SEA Piave, ds. 84).*



riore 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 del *megafan* del Piave: tale ipotesi dovrà essere confermata da ulteriori indagini di campagna; l'apertura di una cava esattamente in coincidenza del letto costituisce certamente un elemento d'interesse.

Il settore compreso tra il paleoalveo appena descritto e il Sile è interessato da numerose tracce ben definite. Esse, secondo FAVERO (1991b) erano collegate a un originario percorso più orientale del Musestre, mentre, successivamente, sono state interpretate (BONDESAN A. & MOZZI, 2002a) come sistemi di rotta, ipotizzando anche un collegamento col grande paleoalveo pleistocenico descritto sopra. Alla luce delle indagini condotte recentemente sembra tuttavia più probabile che si tratti di tracce diffuse di tipo *braided*. Alcuni carotaggi eseguiti in prossimità e una

sezione trasversale a una delle tracce danno, infatti, indicazioni di letti piuttosto ampi, profondi di alcuni decimetri e mal definiti, limosi o limoso-sabbiosi, a scarso contrasto granulometrico con l'insieme della pianura. La loro marcata evidenza sull'immagine telerilevata non pare, quindi, generata dalla diversa natura litologica dei riempimenti, quanto piuttosto dalla loro maggiore umidità, connessa anche alla debole morfologia depressa dei tracciati. Nel corso del rilevamento di campagna sono state riscontrate evidenze di un cattivo drenaggio nei suoli in corrispondenza dei paleoalvei con la presenza di orizzonti idromorfi e abbondanti noduli di ferro e manganese. 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 ¹⁴C BP (BONDESAN A. & MOZZI, 2002b).

Un elemento paleoidrografico minore, il paleoalveo della Canna (PdC in fig. 4.27), si è rivelato estremamente importante per lo studio dei rapporti tra paleoidrografia e popolamento umano nell'antichità. Su questo paleoalveo si sono concentrate le ricerche condotte nella tenuta di Ca' Tron (GHEDINI *et alii*, 2002; BASSO *et alii*,

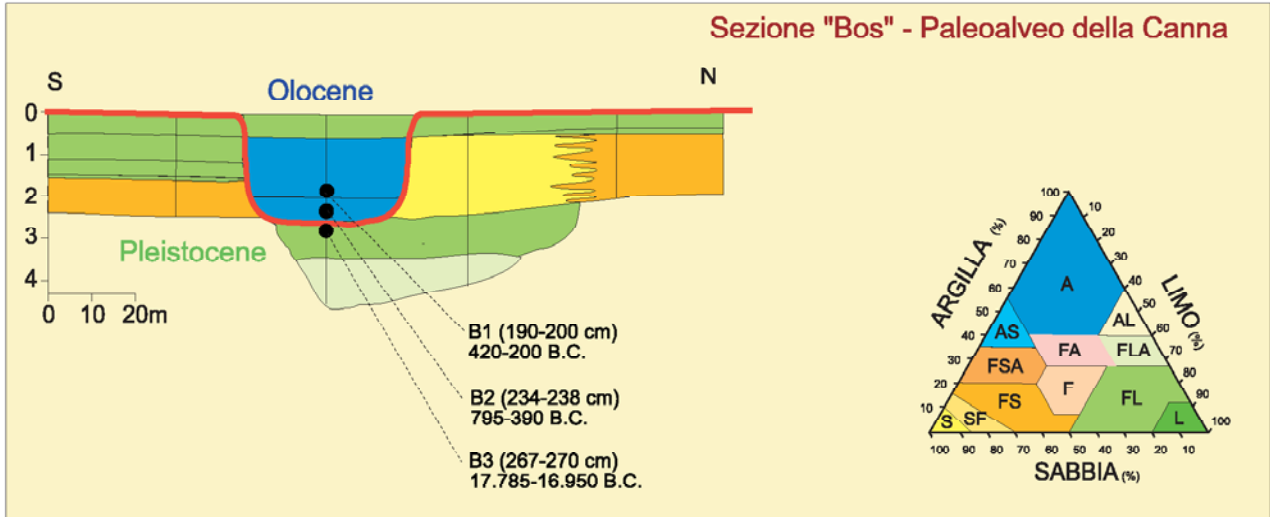
2003; BONDESAN A. *et alii*, 2002c; BONDESAN A. *et alii*, 2003d). Si tratta di un corso d'acqua non molto importante che poteva essere alimentato sia dalle acque di risorgiva, sia dalle acque di ruscellamento superficiale. La sua provenienza da monte è riconoscibile solo a partire dallo scolo Fiorina; a valle si segue il suo percorso fin oltre la *via Annia* con alcune confluenze di altri piccoli tracciati. In foto aerea si osserva una fascia chiara, piuttosto ampia, solcata longitudinalmente lungo un suo tratto da una traccia, più sottile e più scura, debolmente sinuosa. La fascia chiara è connessa all'origine pleistocenica del corso d'acqua, secondo una tipologia analoga alle tracce che si osservano più a ovest e che sono state interpretate come *braided streams*. La pedogenesi avanzata dei suoli conferisce il colore giallastro ai terreni. Successivamente, sfruttando il solco preesistente, si è impostato un corso d'acqua minore, molto probabilmente scavato e regolarizzato dall'uomo, oggi obliterato da sedimenti argillosi e organici. Nelle vicinanze dell'alveo è stato oggetto di scavo archeologico un probabile edificio rustico romano, a ulteriore conferma della presenza attiva dell'uomo in antichità. Alcuni carotaggi condotti trasversalmente all'alveo sembrano confermare la presenza di una sponda verticale artificializzata, mentre il tracciato planimetrico appare rettificato in alcuni punti. Il paleoalveo attraversa i due percorsi della *via Annia* in corrispondenza dei quali sono stati rinvenuti i resti di due ponti che sono stati oggetto di uno scavo archeologico diretto da F. Ghedini a partire dal 2001 (vedi scheda "Il Progetto Ca' Tron: un'indagine integrata" di BASSO, BONETTO, BUSANA & GHEDINI, in questo volume e figg. 4.42, 4.43 e 4.44). Gli scavi sono tuttora in corso e i primi risultati confermano la presenza di un corso d'acqua minore che pare essere stato attivo per quasi tremila anni. In effetti, i resti di un ponte di legno rinvenuti in corrispondenza del tracciato più esterno consentono di datare alcuni elementi lignei appartenenti al manufatto attorno al 1000 a.C., mentre il ponte più interno sembra aver funzionato, con crolli e rifacimenti, dal I

secolo d.C. fino al Rinascimento. Sono stati indagati alcuni transetti perpendicolarmente al suo tracciato, ricostruendo le sezioni trasversali. Il tratto più a monte non mostra in foto aerea la presenza del tappo argilloso e «in effetti la sezione studiata sul terreno rivela solo un riempimento di sedimenti limosi fino a una profondità di circa 2 m dalla superficie e solo lateralmente si rinvenivano livelli sabbiosi. La torba, rinvenuta in sottili livelli alla base del riempimento ha consentito di datare il deposito a 90-260 anni d.C. (1890±40 a ¹⁴C BP, Beta-157973)» (BONDESAN A. & MOZZI, 2002b, p. 64). Più a valle, sono stati datati i sedimenti prelevati dalla sezione condotta circa un chilometro a monte del tracciato interno della *via Annia* (fig. 4.29), presso una striscia di bosco. I depositi pleistocenici all'interno dei quali il palcoscenico è inciso, prelevati alla profondità di 2,7 m, hanno fornito un'età di 16.190±50 a ¹⁴C BP (Beta-170848), mentre alla base del riempimento dell'alveo si è ottenuta un'età pari a 795-390 a.C. (2460±70 a ¹⁴C BP, Beta-170847, profondità pari a 2,4 m dal piano campagna). I sedimenti organici prelevati all'interno dell'alveo, in posizione mediana, hanno datato questi depositi a 420-200 anni a.C. (2300±60 a ¹⁴C BP, Beta-155796, profondità pari a 1,95 m dal piano campagna).

Superata l'area del ponte interno, non è del tutto chiara la prosecuzione verso valle del tracciato del paleoalveo della Canna. L'osservazione delle immagini telerilevate sembrerebbe indicare un collegamento con quello del Fosson, ma non si può escludere una prosecuzione verso Portegrandi, oltre il Fossetta, dove si osserva una traccia che per morfometria e dimensioni risulta essere compatibile con quella del paleoalveo della Canna.

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 (ASVE, SEA, Diversi, ds. 3, 1547, IMAGO 49, N.d.A.), in corrispondenza dell'attra-

Fig. 4.29. Sezione stratigrafica realizzata attraverso un allineamento di carotaggi a bassa profondità nell'area di Ca' Tron. Il transetto è ubicato in corrispondenza della datazione b) in fig. 4.27. Classificazione tessiturale USDA.



versamento dell'Annia, scorreva sotto un ponte di età romana (CROCE DA VILLA 1991a, n. 33, sito 151; CROCE DA VILLA, 2003, N.d.A.). 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 paleovalve della Canna: esso ha un debole risalto (stessa riflettanza nelle foto aeree), rivela un'analogia sezione trasversale ed è superato dall'Annia da un ponte di dimensioni limitate» (BONDESAN A. & MOZZI, 2002b, p. 65). Le datazioni eseguite sui campioni prelevati tra i 3 e i 4 m di profondità hanno fornito una data superiore ai 20.000 anni a ¹⁴C BP, confermando il modello proposto di una pianura pleistocenica incisa da corsi d'acqua attivi circa duemila anni fa.

Nel settore compreso all'incirca tra il Taglio del Sile e La Fossetta, a ridosso del tracciato della *via Annia*, si osserva un reticolo dendritico che per la sua geometria può essere identificato come un sistema di paleo-canali lagunari. Le indagini di campagna (BONDESAN A. & MOZZI, 2002a) hanno confermato la presenza di sedimenti lagunari all'interno degli alvei che risultano, a loro volta, incisi sulla pianura alluvionale. Ciò significa che i canali lagunari hanno risalito i

precedenti corsi fluviali ereditandone il tracciato principale. Dai rami più grandi si dipartono tuttavia altri canali minori, meno definiti, la cui genesi è strettamente lagunare. Il dosso de La Fossetta (conosciuto anche come dosso di Millepertiche) sembra bordare a nord l'ingressione lagunare, mentre l'insieme delle tracce è confinato all'interno dell'isoipsa -1 nell'intero tratto compreso tra Portegrandi e Caposile, occupando la depressione definita con l'apposito simbolo. Mentre tale reticolo appare organizzato e gerarchizzato sul canale Lanzoni, più a oriente le tracce sono discontinue, sparse e afferenti a una dinamica idraulica di origine marcatamente palustre e lagunare.

Facendo riferimento al reticolo confluyente nel Lanzoni e quindi nel Genesa, in laguna di Venezia (fig. 4.27), si possono riconoscere diverse direttrici di drenaggio. Tre sono i rami principali: il Canellara, il Fossonetto e il 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, 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 (fig. 4.27), 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 A. Comel 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. Nelle fotografie aeree tutti questi paleoalvei si presentano poco marcati (sono caratterizzati da tracce che hanno un colore molto simile a quello dei terreni circostanti) e spesso sono di difficile lettura. Questo, probabilmente, è dovuto al fatto che si tratta di percorsi legati a fiumi di risorgiva con portate modeste e scarso potere di incisione, che hanno quindi lasciato una debole traccia del loro passaggio in questa parte di territorio». (PRIMON, 2002, p. 44). Il paleoalveo del Cannellara è stato studiato in sezione e datato. Due campioni prelevati a circa 1,5-2 m di profondità hanno fornito le date di 1650-1110 a.C. e 1440-1100 a.C., mentre lo strato immediatamente superiore, ricco di resti di canna palustre e con caratteri da attribuirne un'origine lagunare, è stato datato nell'intervallo 1040-1290 d.C. «Esiste quindi una discontinuità nella serie sedimentaria, che interessa un intervallo cronologico superiore ai duemila anni. I depositi inferiori datati a più di 3000 anni fa sono con ogni probabilità sedimenti di tipo fluviale, quindi continentali, mentre il successivo riempimento medioevale è dato da sedimenti lagunari. Questa osservazione può essere estesa all'intero

comparto: la rete di paleoalvei che si osserva è data da incisioni fluviali su una piana alluvionale, solo successivamente occupata da acque lagunari» (BONDESAN A. & MOZZI, 2002b, p. 66).

Il ramo centrale del Fossonetto è stato anch'esso analizzato in sezione trasversale confermando il quadro stratigrafico descritto sopra. I sedimenti continentali prelevati a circa 3 m di profondità hanno fornito una datazione pari a 3940-3620 anni a.C. (4920±80 a ¹⁴C BP, Beta-155795) 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. (Beta-157981; 1430±80 a ¹⁴C BP).

Il Sile costituisce con il suo dosso l'elemento morfologico di maggior spicco elevandosi fino alla quota di 7 m s.l.m. in corrispondenza del margine occidentale della carta geomorfologica. I suoi depositi fanno parte del sistema del Sile (BONDESAN A. *et alii*, 2003; fig. 3.2) impostati sulla giunzione tra la porzione medio-distale del *megafan* di Bassano e i *megafan* del Piave di Montebelluna e di Nervesa. Tale sistema occupa a monte la depressione posta tra i *megafan* di Bassano e del Piave di Montebelluna, una bassa di risorgiva allungata in senso ovest-est, che a valle di Treviso si incunea tra i *megafan* di Bassano e del Piave di Nervesa. Si ha testimonianza di una prima fase di riempimento di quest'ultimo segmento di depressione di interconoidi, protrattosi fino a oltre 7475±240 a ¹⁴C BP (GX-20291) (MOZZI, 1998); segue un momento di incisione, che porta la piana di divagazione del Sile a essere confinata all'interno di un avvallamento incassato alcuni metri rispetto alla circostante pianura. In prossimità del margine lagunare il sistema del Sile cessa di essere incassato nei *megafan* di Bassano e del Piave di Nervesa per ricoprirle, costituendo anche un piccolo delta endo-lagunare.

Il suo dosso, rappresentato nella carta geomorfologica, è stretto e allungato ed è marcato dalla presenza delle sabbie che seguono tutto il

corso fluviale in destra e in sinistra. I sedimenti post-romani depositi dal Sile hanno uno spessore di circa un metro e mezzo in prossimità dell'alveo attuale e sembrano ricoprire le superfici più antiche di età pleistocenica. Il suo superamento 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 protrattosi fino a qualche secolo fa.

Un carotaggio condotto in prossimità dell'argine sinistro ha consentito di individuare depositi sabbiosi collegabili a una occupazione dell'alveo da parte del Piave durante l'Olocene. I sedimenti occupano un'incisione profonda circa 12 m rispetto alla circostante piana pleistocenica e larga meno di 600 m. L'età dei sedimenti pleistocenici nei quali si sviluppa l'incisione fluviale data a 20.300 ± 220 a ^{14}C BP (Beta-173730, profondità pari a 14,4 m dal piano campagna) mentre il riempimento sabbioso è stato datato al tetto 2140-1910 a.C. (3650 ± 40 a ^{14}C BP, Beta-173729; profondità pari a 5,1 m dal piano campagna); più a monte, nei pressi di Casier (TV), MOZZI (1995, 1998) segnala la deposizione ancora attiva delle ghiaie del Piave almeno fino a 3275 ± 135 a ^{14}C BP, come si evince dalla datazione ^{14}C eseguita su di una ceppaia sepolta all'interno dei depositi ghiaiosi. Pertanto, sembra provato che tra la fine del III e l'inizio del II millennio a.C. il Piave sia defluito all'interno del Sile, mentre l'ipotesi che il primo seguisse questo percorso anche in epoca Romana non trova, per ora, un riscontro nei dati stratigrafici.

I meandri del Sile odierno sono accompagnati da tracce poco marcate la cui origine è probabilmente legata a fasce di maggior umidità. Nel tratto più vicino a Portegrandi il dosso assume una maggior evidenza (fig. 4.30) anche a causa delle aree depresse poste sotto il livello del mare, che bordano il margine interno della

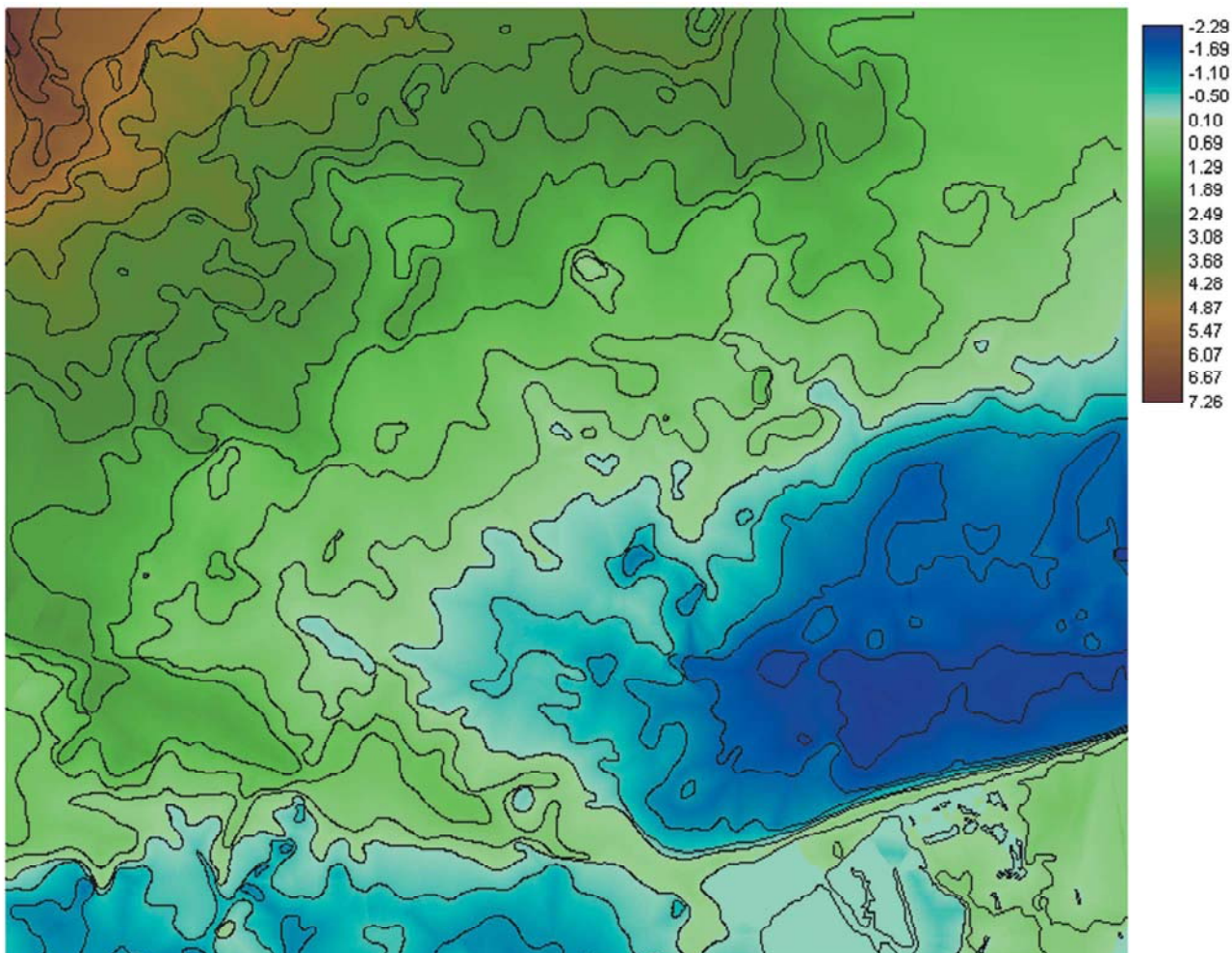
laguna. Queste bassure di fatto individuano l'estensione verso l'interno delle antiche lagune. L'antica foce del Sile si ubica all'interno della laguna in corrispondenza del delta endolagunare indicato in carta (vedi capitolo 4.IX in questo volume). La traccia desunta da cartografia storica mostra l'andamento del corso d'acqua precedente la sua inalveazione artificiale nel Taglio del Sile.

Dal punto di vista altimetrico la pianura assume una generale blanda inclinazione verso sud e verso sud-est, in accordo con la geometria dell'ala destra della megaconoide di Nervesa. Le emergenze sono date dai dossi di Meolo e di Milleperliche, mentre le forme negative si individuano in corrispondenza dell'incisione del Musestre e di Sant'Elena. Lo scolo Arnasa mostra, inoltre, alla sua testata un'incisione da erosione regressiva. La più ampia forma negativa è data dalla bassura che segue in sinistra il Taglio del Sile, oggi maggiormente enfatizzata dai processi di subsidenza superficiale legati alla bonifica idraulica. È infatti marcata la differenza di quota tra il fondo della laguna attuale e i terreni a nord del Taglio del Sile, i quali si trovano a quote relativamente più basse, proprio per l'effetto della costipazione dei sedimenti dovuta alla diminuita contropinta idrostatica e della dissoluzione della sostanza organica un tempo presente nei sedimenti bonificati. L'isoipsa zero segue all'incirca il tracciato della *via Annia*.

I sedimenti superficiali sono essenzialmente limosi, mentre la sabbia affiora in corrispondenza dei principali percorsi fluviali quali il Sile, il Musestre, il Meolo e il Piave. Plaghe sabbiose si trovano poi isolate nella pianura. Le argille sono essenzialmente concentrate lungo il margine lagunare e nell'area compresa tra La Fossetta (Colatore Principale) e la Piave Vecchia.

Le sabbie sono state analizzate in profondità, in occasione di uno studio condotto su un transetto di carotaggi eseguito perpendicolarmente al Sile su una distanza di circa 5 km, finanziato dalla Fondazione Cassamarca (rapporto inteno,

Fig. 4.30. Carta a tinte altimetriche elaborata per l'area di Ca' Tron, in sinistra Sile. Sono nettamente distinguibili il dosso del Sile in basso e la laguna di Venezia sul vertice di sud-est. Le quote del fondo lagunare sono superiori a quelle della pianura (indicate in blu intenso) separata dalla laguna dal Taglio del Sile. I numeri in alto a destra indicano le fasce altimetriche espresse in metri.



inedito). Queste ultime 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 piavensi 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 piavensi sono diventati il solo fattore di aggradazione della Pianura.

4. III. 3. LA SINTESI EVOLUTIVA DELLA PIANURA IN SINISTRA SILE

di Aldino Bondesan, Antonella Miola e Paolo Mozzi

Sulla scorta del quadro geomorfologico generale e delle ricerche condotte nel tratto di pianura compreso tra Piave e Sile è possibile comporre una sintesi evolutiva dall'Ultimo Massimo Glaciale (LGM) a oggi.

Ultimo Massimo Glaciale (25.000-15.000 anni a ¹⁴C BP) – Durante l'ultimo massimo glaciale la pianura era in accrescimento per effetto dei depositi che venivano abbandonati dal Piave che costruiva il *megafan* di Nervesa. Come è noto, la

linea di costa si trovava in Adriatico in una posizione nettamente avanzata, tra Ancona e Pescara, a una quota di circa 120 m più bassa rispetto a oggi. I fiumi alpini possedevano portate molto più elevate di oggi a causa della grande disponibilità dell'acqua di fusione glaciale. Uno di questi fiumi determinò la formazione del grande palcoscenico tra San Cipriano e Meolo.

La disattivazione della pianura alluvionale si pensa abbia avuto luogo alla fine del LGM. I principali elementi geomorfologici sussistono ancora oggi nel paesaggio attuale come forme relitte.

Gli studi paleobotanici condotti a Ca' Tron e nell'area del Basso Piave (MIOLA *et alii*, 2003) hanno individuato un paesaggio a steppa (*Poaceae*, *Artemisia*, *Chenopodiaceae*, *Asteraceae Asteroideae*, *Caryophyllaceae*) con scarsa copertura arborea (*Pinus*, *Betula*). Vaste torbiere ricoprivano la pianura per decine di chilometri quadrati, venendo periodicamente seppellite da eventi alluvionali. Nell'area di Ca' Tron sembra essere documentato il succedersi di almeno quattro eventi sedimentari principali, intervallati da episodi di formazione di torbe, in un arco cronologico compreso tra 22.000 e 16.000 anni BP, che hanno portato alla deposizione di oltre 15 m di sedimenti. Questo meccanismo di aggradazione della pianura pare essersi sviluppato durante il pleniglaciale con modalità molto simili in tutta la pianura veneto-friulana.

«Quel che accadde tra il Pleistocene superiore e l'Olocene fino all'incirca al periodo Atlantico non è testimoniato dalle forme presenti in quest'area. Non sono stati riconosciuti infatti né eventi di aggradazione, né di incisione, il che fa propendere per una sorta di stasi nei processi geomorfologici. Siamo del resto in una posizione molto marginale, al limite estremo dei due sistemi del Brenta e del Piave. Il primo non è più attivo dalla fine del Pleistocene, il secondo è in una fase di aggradazione che interessa maggiormente i tratti della pianura più orientali e più prossimi all'apice della conoide. Il fatto che il grande paleoalveo di San Cipriano - Meolo sia ancora così evidente rappresenta un ulteriore indizio di

assenza di processi in atto» (BONDESAN A. & MOZZI, 2002c, p. 68).

Olocene medio: Atlantico e Sub-boreale (8000-2500 anni a ¹⁴C BP) – La laguna di Venezia inizia a formarsi in seguito alla trasgressione flandriana che raggiunge il suo acme attorno a 6-5000 anni a ¹⁴C BP. Il Piave scorreva da Caposile verso il Cenesa in un alveo incassato all'incirca 3000 anni a ¹⁴C BP. Circa nello stesso periodo uno dei suoi rami scendeva da Nervesa in destra idrografica, seguiva l'incisione dell'attuale Sile e confluiva nella laguna di Venezia. Dopo la disattivazione degli apporti plavensi, quindi a partire dal primo millennio a.C., il Sile assumeva l'attuale connotazione di fiume di risorgiva e costruiva il proprio dosso fluviale e il delta endolagunare.

Il Cenesa, che è oggi uno dei principali canali lagunari presenti nella laguna settentrionale di Venezia, probabilmente drenava le acque dell'intero sistema idrografico compreso tra Sile e Piave. Dall'area tra Meolo e Sile si raccoglievano le acque dei fiumi Vallio e Meolo, lungo percorsi in parte differenti dagli attuali. I sedimenti appartenenti a questo periodo prelevati presso l'attuale margine perilagunare sono di origine fluviale, ed è quindi molto probabile che la laguna nord di Venezia fosse almeno parzialmente emersa e occupata da una pianura alluvionale costiera. Sulle superfici pianiziali del LGM la pedogenesi progrediva determinando la formazione di calcisuoli.

La prima presenza umana risale al Mesolitico con i cacciatori-raccoglitori del Sauveterriano e del Castelnoviano, con ritrovamenti che si estendono al neolitico e all'eneolitico (BROGLIO *et alii*, 1987).

Le datazioni al carbonio 14, relative al ponte ligneo rinvenuto lungo il ramo più antico della *via Annia*, suggeriscono la presenza di strutture di attraversamento dell'alveo già durante l'età del Bronzo finale e dimostrano la probabile esistenza di una viabilità strutturata nel periodo veneto antico.

Olocene superiore: Subatlantico (2500-0 anni a ¹⁴C BP) – Si forma un reticolo idrografico minore, a

Fig. 4.31. *Mappa del territorio della provincia di Treviso. Compianatico con nominativo dei proprietari tra i fiumi (da sud-ovest a sud-est in senso orario) Sile, Valio, Meolo, Fossa Vecchia e Nuova, Lanzon e Siletto di Jeronimo Marcolin, 1547 (ASVE, SEA, Diversi, ds. 3).*

cui appartiene il paleoalveo della Canna, alimentato dalle risorgive e dalle acque di ruscellamento. L'attività geomorfologica è limitata ed è improntata sulla morfologia pleistocenica ereditata. L'aumento eustatico del livello del mare e la

subsidenza producono un generale avanzamento verso la terraferma del margine lagunare. Dal I millennio a.C. all'età romana la pianura era attraversata da fiumi di risorgiva dei quali è rimasta oggi traccia sulla superficie della pianura. «Il



Fig. 4.32. La foto aerea mostra con grande evidenza il tracciato della *via Annia* che interseca il reticolo delle scoline (area di Ca' Tron, TV).

Musestre poteva deviare verso il paleoalveo della Canna, seguire il canale Fossonetto, il canale Fosson e il canale Lanzoni; il Vallio poteva essere collegato allo scolo Arnasa e all'attuale Vallio a ovest di Meolo. L'Arnasa nasceva probabilmente a sud del paleoalveo San Cipriano-Meolo, dove anche oggi il microrilievo ci mostra l'esistenza di una depressione nella pianura aperta verso sud-est che poteva incanalare anche in passato le acque superficiali. Il paleo-Vallio doveva proseguire verso Marteggia e collegarsi al Lanzoni attraverso il canale Canellara, dopo aver superato il ponte sull'Annia; il Meolo, come è testimoniato dai due ponti sull'Annia, proveniva dall'abitato di Meolo, seguiva il Colatore e a La Fossetta si collegava anch'esso al reticolo del Lanzoni».

(BONDESAN A. & MOZZI, 2002c, p. 70). I ponti romani sono descritti anche in FAVERO *et alii* (1991) e in CROCE DA VILLA & FAVERO (1990).

La presenza umana nell'età del Ferro è confermata dalla locale deforestazione. Il mancato ritrovamento nei campioni analizzati di pollini di vegetazione ripariale (bosco idrofilo, canna palustre) potrebbe essere imputato sia alla presenza di suoli ben drenati che alla manutenzione degli alvei da parte dell'uomo. Gli spettri pollinici confermano la presenza di pratiche agricole e di allevamento.

In età romana la costruzione della *via Annia* nel 153 a.C. (o 131 a.C., la data non è certa), probabilmente lungo un antico tracciato viario dell'età del Bronzo e successivamente del Ferro, determina un aumento della pressione antropica



Fig. 4.33. Immagine dei limi lagunari ricchi di malacofaune di ambiente salmastro che ricoprono il tracciato più esterno della *via Annia* a Ca' Tron.



e del governo idraulico e agricolo del territorio. Le tracce geometriche attribuibili a lineamenti antropici sono, plausibilmente in connessione con l'uso antico del territorio. Per questioni di rappresentazione cartografica, nella carta geomorfologica sono stati riportati solo alcuni degli elementi più evidenti, ma sono numerosissimi i segni connessi all'attività umana che hanno lasciato la loro impronta sul terreno.

Nel I secolo d.C. il ricoprimento della *via Annia* esterna da parte di sedimenti lagunari consente di stabilire un evento di risalita relativa del livello marino che si pensa sia la causa della costruzione successiva della variante stradale più interna nella seconda metà del I secolo a.C. Se la strada precedente era di terra battuta (usando le concrezioni carbonatiche degli orizzonti calcici abbondantemente presenti nell'area, come inerti), il nuovo tracciato viene realizzato in rilevato, con sede stradale inghiaziata e ponti in pietra in corrispondenza degli attraversamenti fluviali.

Medio Evo e Rinascimento – Gli spettri pollinici studiati indicano una progressiva riduzione dei boschi a quercia e un contemporaneo aumento dell'agricoltura (orzo, avena e frumento) e dell'allevamento di bestiame. A partire dal IV secolo d.C. vi sono testimonianze geologiche e archeologiche di un'ingressione lagunare. I campioni di sedimenti lagunari confermano questa ingressione medievale, che ha caratterizzato l'intero tratto costiero alto adriatico. Gli alvei fluviali vengono occupati dalle acque lagunari e costituiscono

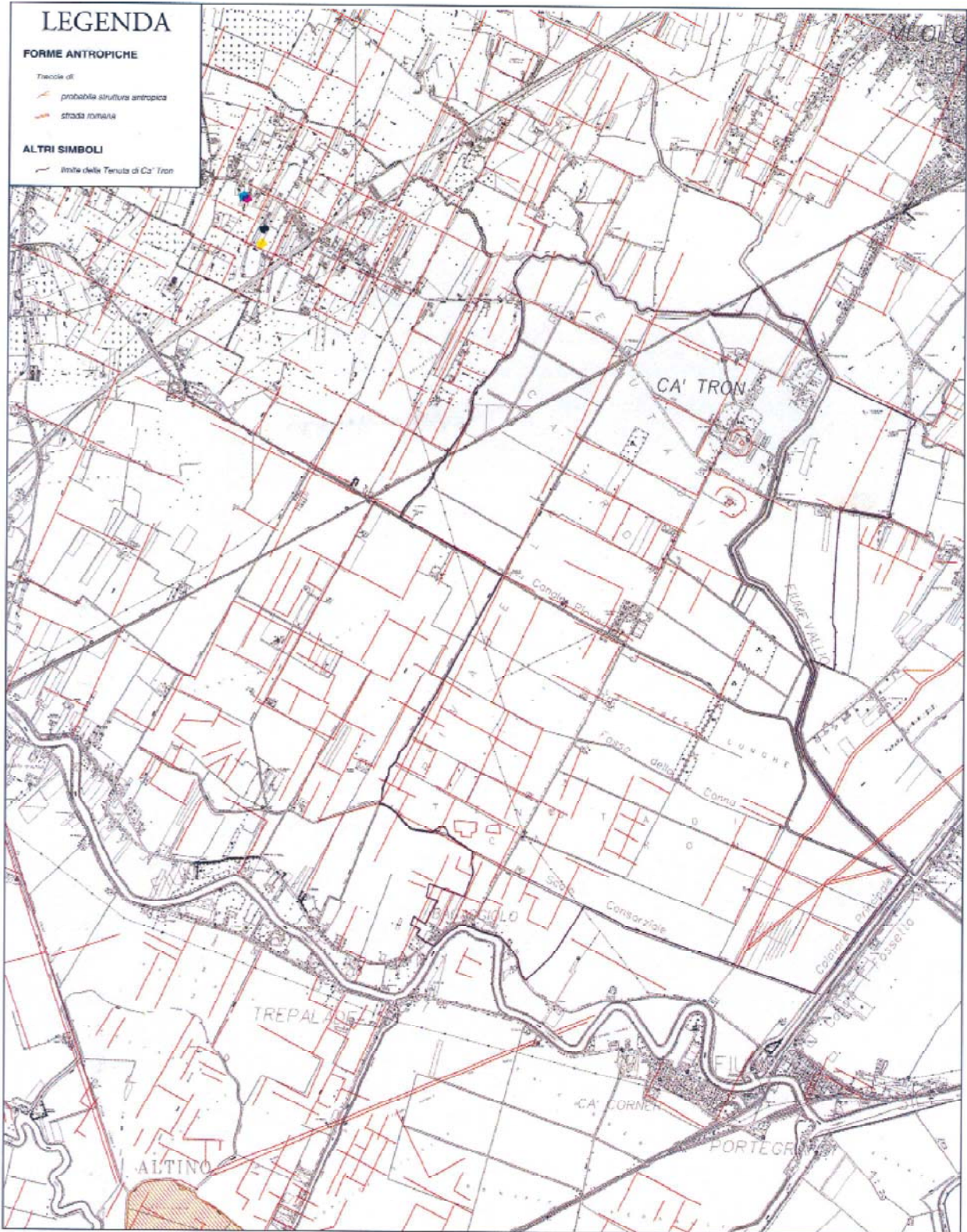
delle vie preferenziali di ingressione.

Età Moderna – Questo tratto di pianura, analogamente a quanto accaduto per molte parti della provincia di Venezia, è stato interessato da deviazioni fluviali e da trasformazioni della rete idraulica molto consistenti. Il primo intervento risale al progetto della Fossetta che, dal 1441, metteva in comunicazione Sile e Piave, collegando Fossalta di Piave al Meolo, al Vallio e al Sile. Gli idraulici veneziani estromisero nel 1683 le acque del fiume Sile dalla laguna, inalveando artificialmente il corso d'acqua nella Piave Vecchia. Quest'ultimo intervento fu accompagnato anche da un riordino della rete idrografica minore attraverso la costruzione di manufatti idraulici e l'esecuzione di interventi non coordinati che hanno modificato, nel tempo, l'assetto idraulico. Il XIX e il XX secolo sono gli anni delle grandi bonifiche idrauliche che consentono di recuperare, per scopi agricoli, vaste porzioni del territorio oggi al di sotto del livello del mare. La falda freatica viene mantenuta artificialmente depressa attraverso il sollevamento idraulico a opera degli impianti idrovori, ma il carattere anfibio della gronda lagunare rimane ancora molto evidente dalle tessiture, dall'altimetria e dal reticolo dei paleoalvei rappresentati nella carta geomorfologica.

4. III. 4. IL POPOLAMENTO E LE DIRETTRICI FLUVIALI NELL'AREA TRA PIAVE E SILE IN EPOCA ANTICA (di P. Furlanetto)

Viene considerata in questo capitolo un'area più estesa di quella finora presa in esame, che comprende, a ovest, la zona di Altino oltre il Sile, a est, Cittanova e, a sud, parte della laguna. Giustificano questa scelta motivi di carattere storico, in particolare una fonte, Plinio, e le evidenze geomorfologiche e archeologiche emerse. Un legame indissolubile unisce infatti la città di *Altinum* al Sile in età romana ed è Plinio a suggellarlo quando, nella descrizione della fascia costiera chiamata *Venetia*, menziona fiumi e porti

Fig. 4.34. Carta delle tracce di origine antropica derivate da immagini satellitari nell'area tra Sile e Piave (da BAGGIO & PRIMON, 2002).



e ricorda *Fluvius Silis, ex montibus tarvisanis, oppidum Altinum* (PLINIO, *Naturalis Historiae*, III, 126). Tralasciamo l'apparente errore dello scrittore nell'indicare i monti trevigiani come la sorgente del fiume (FURLANETTO, 1998) e occupiamoci soltanto del *Fluvius Silis, oppidum Altinum*. La città di Altino, probabilmente un porto, dunque, alla foce del Sile: così gli studiosi, che hanno affrontato la questione l'hanno risolta, ipotizzando anche un'unione del Sile e del Piave, peraltro misteriosamente e inspiegabilmente ignorato da Plinio, nei pressi di Quarto d'Altino (BOSIO, 1978; PIANETTI, 1978; 1979; FURLANETTO, 1998). Emergono invece risultati diversi dall'indagine geomorfologica e archeologica condotta in quest'area, che rivelano una situazione ambientale in epoca antica profondamente diversa dall'attuale e, per certi aspetti, da quella finora ipotizzata. È accertata un'unione Sile-Piave, ma solo nell'età del Bronzo: il Piave tra la fine del III e l'inizio del II millennio a.C. sarebbe confluito nel Sile a sud di Treviso, nei pressi di Casier (MOZZI, 1998). Una datazione al radiocarbonio indica che nel II millennio un Piave scorreva a ovest di San Donà da Caposile in prossimità del margine lagunare attuale, dove la fotointerpretazione ha evidenziato un paleoalveo. Dall'età del Bronzo recente e fino all'età romana elementi geomorfologici e archeologici confermano la presenza di un Piave lungo il dosso che da San Donà si dirige verso Cittanova. Il territorio era poi solcato da una rete di corsi d'acqua di modesta portata, in alcuni casi impostati su alvei pleistocenici; essi raccoglievano acque di ruscellamento superficiale o di risorgiva e risultano attivi nell'età del Bronzo, del Ferro e in età romana. Analisi sedimentologiche e ricerche archeologiche rivelano inoltre che una parte della laguna era emersa e abitata. Una situazione idrografica e ambientale profondamente diversa dall'attuale, dunque, si rivela e trova conferme nelle testimonianze archeologiche. È infatti particolarmente consistente la documentazione archeologica in quest'area, interessata da un'intensa attività di ricognizione di superficie da parte del Centro di documentazione storico-

etnografica "Giuseppe Pavanello" sotto il controllo e la direzione scientifica della Soprintendenza per i Beni Archeologici del Veneto. L'area di Altino è stata oggetto negli ultimi decenni di campagne sistematiche di scavo dirette dalla Soprintendenza per i Beni Archeologici del Veneto. È in corso il riordino di tutto il materiale rinvenuto nell'area, un ingente numero di reperti, per il costituendo Museo, e numerosi studi scientifici, che riportano puntualmente i risultati di studi e ricerche che contribuiscono a precisare un quadro insediativo di particolare importanza. Intense e proficue indagini stanno interessando l'area di Ca' Tron dove un gruppo di ricercatori, afferenti a discipline diverse, diretto da F. Ghedini, si occupa della ricostruzione ambientale dall'epoca antica a oggi (vedi scheda "Il Progetto Ca' Tron: un'indagine integrata" di BASSO, BONETTO, BUSANA & GHEDINI, in questo volume). Moltissime sono quindi le informazioni relative a quest'area, ma tanti ancora gli interrogativi e le questioni irrisolte; in questa sede viene proposta una prima lettura incrociata dei dati archeologici, topografici e geomorfologici raccolti.

Il Mesolitico (IX-V millennio a.C.) – Le testimonianze archeologiche più antiche sono riferibili al Mesolitico antico e sono localizzate ad Altino, in località Vallesina (sito 162), proprio nei pressi di un paleoalveo del Brenta pleistocenico, evidenziato dalla fotointerpretazione. Esso forse durante l'Olocene raccoglieva acque di deflusso superficiale di provenienza locale (vedi paragrafo 4.V.2 in questo volume). A fasi recenti del Mesolitico (Castelnoviano) riportano i rinvenimenti in superficie sul dosso pleistocenico di Meolo, allora già disattivato (CASTIGLIONI & FAVERO, 1987) (fig. 4.35), datati dagli studiosi tra la fine del VII millennio e la metà del V a.C. (cronologia non calibrata) (siti 91-92, 94-149) (BROGLIO *et alii*, 1987; BIANCHIN GITTON, 1994). Le caratteristiche insediative rivelano un già forte legame con gli elementi geomorfologici: è documentata un'occupazione in aree circoscritte, sopraelevate, preferibilmente su dosso, in prossimità di corsi d'ac-

qua che probabilmente rioccupano alvei formati in epoche precedenti, ambienti umidi e ricchi di vegetazione. I siti sono localizzati in una zona prossima alla costa, secondo gli studiosi spostata di alcuni chilometri oltre l'attuale e indiziata dalla presenza di conchiglie, interpretate come resti di pasto. La laguna non era ancora formata o era all'inizio della sua formazione.

Il Neolitico e l'Eneolitico (V-III millennio a.C.) – Dati estremamente ridotti sono riferibili al Neolitico-Eneolitico. Si tratta di ritrovamenti occasionali per la maggior parte frutto di raccolte di superficie, riferibili a un arco cronologico tardo Neolitico-Eneolitico e presenti lungo il Vallio (sito 133), a Losson (sito 97) e ad Altino nei pressi del Sioncello (siti 158, 164, 197). Un recente scavo a Biancade, appena a nord del limite settentrionale della carta geomorfologica, mette in luce scelte e modalità insediative e aiuta forse a chiarire la distribuzione dei ritrovamenti. Il sito, sulla sponda di un paleomeandro del Vallio, risulta abitato nel Neolitico Antico; abbandonato in seguito a un innalzamento idrico del vicino corso d'acqua, viene rioccupato nella seconda metà del IV millennio e definitivamente abbandonato a causa di un generale dissesto idrogeologico dell'area (BIANCHIN CITTON, 1996b). È documentata la presenza di un esteso abitato, di breve durata, ma caratterizzato da impianti produttivi, di lavorazione (cave d'argilla) e di stoccaggio (silos). La localizzazione in prossimità delle sponde di corsi d'acqua aventi portata costante e modesta, caratterizzati tuttavia da periodici eventi esondativi che pongono fine all'insediamento, costituiscono, quindi, le probabili costanti insediative di quest'epoca, e sono forse ipotizzabili anche per i siti della fascia meridionale della pianura, che appaiono localizzati presso le tracce di un paleoalveo del Vallio (sito 133) e, nella zona di Altino, nei pressi del Sioncello (sito 157), di un paleoalveo del Brenta con direzione ovest-est (sito 164) e del paleoalveo del Carmason (siti 184, 187).

L'età del Bronzo (XXIII-X secolo a.C.) – Risultano assenti i siti dell'età del bronzo antico nell'area in

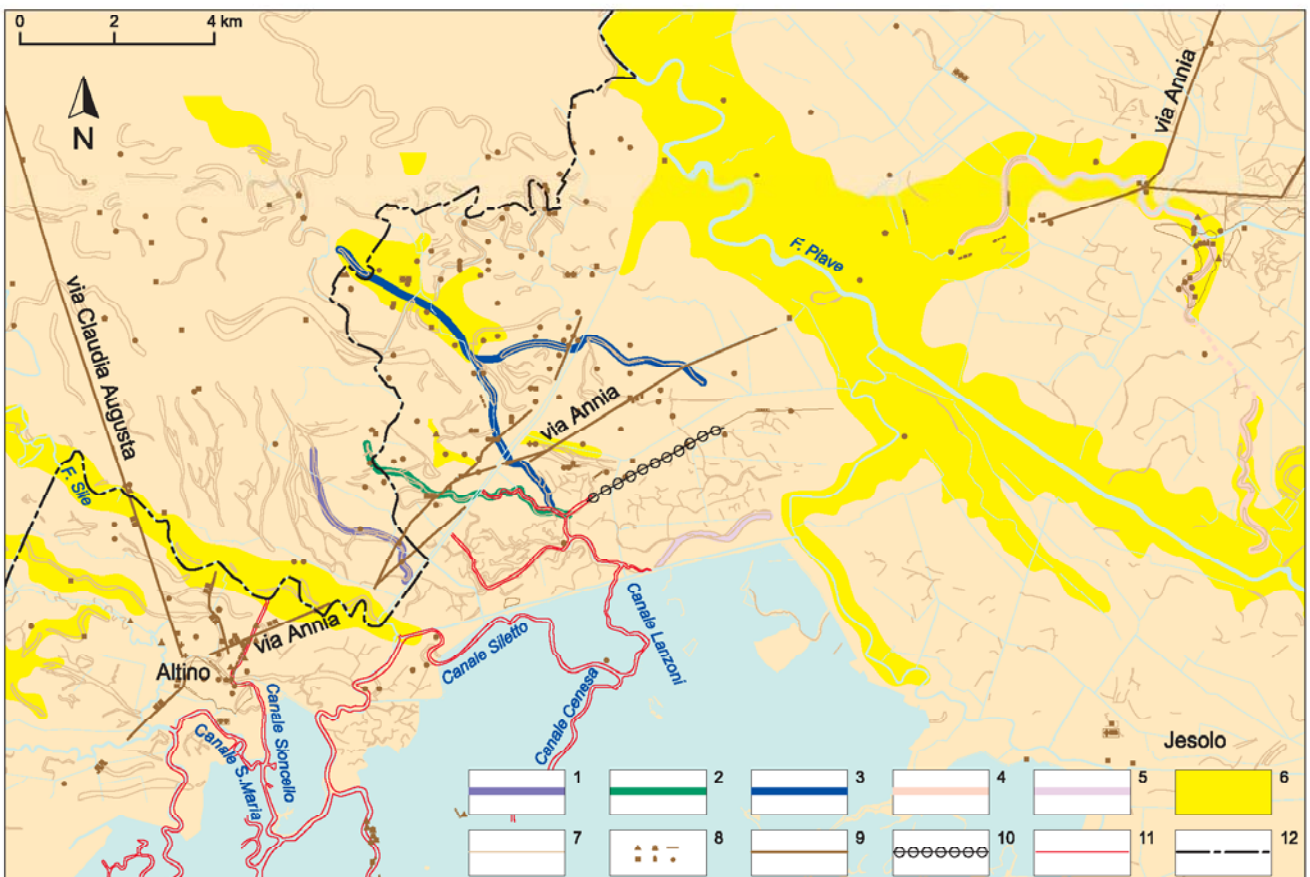
esame, come mancano o sono attualmente difficili da riconoscere (BIANCHIN CITTON, 1994) i ritrovamenti documentati dell'età del Bronzo medio (XVI-XIV secolo a.C.). Solo nell'età del Bronzo recente (XIII-XII secolo a.C.) si assiste all'occupazione dell'area per ilagunare, in concomitanza con l'intensificarsi e il dilatarsi delle attestazioni insediative in tutta la pianura veneta orientale (BIANCHIN CITTON, 1994). La distribuzione dei siti, per quanto la documentazione archeologica sia costituita da frammenti ceramici e sia priva di dati stratigrafici, sembra disporsi lungo percorsi fluviali e terrestri, secondo una logica insediativa già documentata ed evidenziata in altre aree. Siti sono presenti lungo antichi percorsi fluviali minori, oggi in parte scomparsi, ma il cui tracciato è possibile ricostruire attraverso le tracce dei paleoalvei, evidenziati dalla fotointerpretazione, e le carte storiche del XVI secolo. Risulta abitata l'area di Altino, con le località Vallesina, le Brustolade, Le Maraschere (BIANCHIN CITTON, 1994; SALERNO, 2002) (siti 799, 800, 193, 194); è sicuramente attivo il paleoalveo della Canna, per la presenza di un ponte ligneo recentemente scavato e datato al IX secolo a.C. Attestazioni archeologiche si dispongono lungo il paleo-Vallio di Marteggia (siti 748, 729) attraversato in età tardo romana da un ponte (sito 151) sulla *via Annia*; questo corso d'acqua, a sud della *via Annia*, si sarebbe immerso nell'attuale Cannellara, chiamato Fiume Meolo nelle carte storiche del XVI secolo (ASVE, SEA, Diversi, ds. 3, IMAGO 49; fig. 4.31) che datazioni al radiocarbonio indicano attivo tra il 1650-1110 a.C. e il 1440-1100 a.C. Sono presenti siti sul dosso di Meolo (sito 755) e in prossimità del paleoalveo che dal dosso di Meolo si dirige verso sud-est (siti 101, 111, 102, questi ultimi non sono attribuibili con sicurezza a questo periodo). Era probabilmente attivo anche il paleoalveo che si stacca dal dosso di Meolo e si dirige verso sud-ovest, e che in parte coincide con il colatore Meolo. Il corso d'acqua, oltrepassata la Fossetta, confluiva nel Cannellara (Meolo) e si immetteva nel Lanzon (fig. 4.35). Il ritrovamento del ponte

Fig. 4.35. Le principali direttrici fluviali e viarie in epoca pre-romana e romana nell'area compresa tra Piave e Sile.

databile all'età del Bronzo finale e la presenza di siti nei pressi dei percorsi della via Annia e delle sue diramazioni, sia su quella che è ritenuta la variante interna che sulla diramazione con direzione Oderzo, suggerisce l'esistenza di antichi percorsi viari. Questi percorsi, piste in terra battuta, interagivano con quelli fluviali e, insieme a cessi, permettevano collegamenti in senso NO-SE e SO-NE. Nell'età del Bronzo recente vengono scelti, come habitat più favorevole per l'insediamento, corsi d'acqua minori, alimentati prevalentemente da risorgive, mentre percorsi viari garantivano un collegamento tra Altino e Cittanova, dove defluiva il Piave e dove è stato

messo in luce un esteso abitato dell'età del Bronzo recente, che doveva trovarsi ai margini di una laguna (sito 43).

L'età del Ferro (VIII-II secolo a.C.) – Nell'età del Ferro si accresce la presenza dell'uomo nell'ambiente e appaiono mutate le modalità insediative. Risulta abitata l'area dove sorgerà la città romana di Altino, delimitata a nord dal palcosalco del Brenta pleistocenico, a sud dal canale di Santa Maria e a ovest dallo Zero-Dese: vengono occupati lievi dossi in località Pastoria, Ghiacciaia, Vaccheria, (siti 176, 177, 165), interpretati come nuclei indipendenti di capanne secondo una caratteristica comune a molti abitati dell'età del



Legenda: 1) paleoalveo della Canna; 2) paleoalveo del "Vallio di Marteggia"; 3) dosso di Meolo; 4) dosso del Grassaga (Piveran); 5) paleoalveo di Caposile; 6) dossi fluviali del Brenta, del Piave e del Sile; 7) paleoalvei; 8) siti archeologici di età pre-romana e romana; 9) rete viaria di età romana; 10) fossa di Millepertiche; 11) palcoidrografia desunta da cartografia storica; 12) confine provinciale.

Ferro definita “a macchia di leopardo” (CAPIUS, 1996). Necropoli sono attestate a Le Brustolade e in località Portoni nei pressi del paleoalveo del Carmason, del Sioncello (siti 180, 182) e in località Fornasotti (sito 173) (TOMBOLANI, 1984; TOMBOLANI, 1985a; CAPIUS, 1996; GAMBACURTA, 1996). La recente scoperta di un importante santuario in località Fornace rivela la dimensione urbana già assunta dall’abitato a partire dal V secolo a.C. (TIRELLI & CIPRIANO, 2001; CAPIUS & GAMBACURTA, 2001; CRESCI MARRONE & TIRELLI, 2003; CAPIUS & GAMBACURTA, 2003; BONOMI, 2003; TIRELLI, 2003) (sito 168). Il santuario si trova in posizione marginale, rispetto alla laguna, e a meridione dell’abitato, sulla sponda sinistra del canale di Santa Maria. La quantità e la qualità dei materiali rinvenuti durante gli scavi rimandano all’importazione di prodotti provenienti da area greca, megalogreca, etrusco-umbra e celtica e rivelano la presenza di un importante, forse il principale, santuario emporico della fascia costiera adriatica a partire dal V secolo a.C. L’attestazione di materiali locali e allogeni e la sua collocazione, al margine tra terraferma e laguna, nei pressi e forse in prossimità della foce di un fiume, secondo una costante topografica ampiamente attestata, confermano e ribadiscono l’importanza del santuario situato al centro di direttrici fluviali, endolagunari e terrestri, punto d’approdo finale di rotte che raggiungevano, tra gli altri, i mercati di Adria e Spina a sud e *Caput Adriae* a nord-est. A percorsi fluvio-lagunari e terrestri, a ulteriore conferma della dimensione urbana già assunta da Altino nell’età del Ferro, rimandano i ritrovamenti lungo il tracciato della futura via Annia e, appena a nord dell’abitato, in località Le Maraschere (sito 763), dove, nei pressi del tracciato della Via Claudia Augusta di età romana, viene riconosciuta la presenza di un santuario “terrestre”. Situato nel «punto di partenza di quelle piste venete sul cui tracciato si impostò la rete viaria romana» è per ora indiziato dal ritrovamento di un altare votivo e dalla vicinanza con un altro santuario «di età protoimperiale a forte connotazione emporica» (sito 762; CRESCI MARRONE & TIRELLI, 2003, p. 9). I rinvenimenti lungo la via

Annia e le sue diramazioni rappresentano la quasi totalità dei siti rinvenuti nel territorio in esame. Nei pressi della diramazione “in direzione Oderzo” (sito 724) a Marteggia una vasca rivestita di assi di legno e databile al III-II secolo a.C. è stata interpretata come un’opera di bonifica pertinente alla strada (CROCE DA VILLA, 2001a). Appena a sud della Fossetta, a Musile, nei pressi di un paleoalveo (sito 138b), un luogo di culto è indiziato da un pozzo con funzione di deposito votivo, databile al IV-I secolo a.C. (CROCE DA VILLA, 1996; 1999) e una necropoli, non localizzabile con precisione e riferibile al IV periodo atestino, è stata rinvenuta lungo il Fosso Gorgazzo (CROCE DA VILLA, 1990; sito 56). Assume un forte valore simbolico e rimanda, ancora una volta, a direttrici fluviali e terrestri il ritrovamento di materiali locali e allogeni di importazione e databili tra il V e il II secolo a.C. sul dosso di Cittanova, proprio alla confluenza della via con un corso d’acqua, il Piave, dove ora scorre il Grassaga e dove in età romana era situato un ponte (sito 46). Sempre nei pressi del fiume, vicino a Cittanova, lungo il Brian sono documentati altri ritrovamenti databili al II-I secolo a.C. (SALVATORI, 1989). E all’esistenza di una pista e di una vitalità insediativa, lungo il tracciato, ci riportano anche le indicazioni delle analisi botaniche e polliniche nei pressi di Ca’ Tron, che rivelano attività di deforestazione, confermano quelle di allevamento e agricoltura e indicano una probabile manutenzione degli alvei già presente in quest’epoca.

L’età romana (II secolo a.C.-V secolo d.C.) – Risale alla metà del II secolo a.C. la costruzione della *via Annia* (BOSIO, 1991) e dalla seconda metà del II secolo a.C. sono documentati i primi interventi idraulici ad Altino. Lungo la sponda occidentale del Sioncello nel 1932 è stata trovata una banchina d’ormeggio lunga 192 m (TOMBOLANI, 1987; TIRELLI, 2001). Il canale era fiancheggiato da una strada a esso parallela che, attraverso una porta urbana, a cavedio centrale e torri angolari (sito 164), entrava in città, dove costituiva il *kardo maximus*. Risale a questa fase anche la prosecuzione del Sioncello in direzione nord-sud, verso il canale di

Fig. 4.36. *Trevigiano comprensorio tra il fiume Meolo e il Musestre e Sile, con le località di Breda, Caniè, San Biagio, Rovarè, Vallio, Meolo, San Martino, Spercenigo, Biancade, Roncade e Musestre di Iseppo Panatta e Alvise Orefesi, 1612 (ASVE, Beni Inculti Treviso-Friuli, ds. 481-58- 2b).*

Santa Maria, nel cui alveo, che risulta già obliterato in età augustea, è stata trovata una banchina d'ormeggio (TOMBOLANI, 1987; TIRELLI, 1999; 2001). Altre banchine d'approdo sono emerse lungo un canale secondario arginato che si staccava dal Sioncello e entrava nell'area urbana in direzione sud-ovest (TIRELLI, 2001). E così pure un canale lambiva la porta urbana e proseguiva verso ovest, ancora riconoscibile fino allo Zero nelle carte storiche del XVI secolo (Civico Museo Correr, PD/c., n. 843, 8; DORIGO, 1983; FURLANETTO, 1998). Un ampio canale, con le sponde attrezzate da arginature lignee, è emerso lungo il lato occidentale della strada che raccordava la *via Annia* con la cosiddetta "via per Oderzo" (TIRELLI *et alii*, 1988) e il cui andamento coincide con un paleoalveo evidente nella carta geomorfo-

logica e con lo scolo Carmason, ancora ben documentato in cartografia storica (ASVE, Beni Inculti Treviso-Friuli, ds.445/32b/1, IMAGO 137; fig. 2.35). Infine, al limite sud-ovest della città, in località Fornasotti, un molo porticato è stato trovato nei pressi di un canale che delimitava a sud l'area urbana, il cui alveo era ancora riconoscibile in un profondo avvallamento negli anni '60 (sito 175; TOMBOLANI, 1987; TIRELLI, 2001). Interventi di arginature spondali e costruzione di approdi e moli sembrano dunque interessare corsi d'acqua con portate ridotte rispetto a quelle originarie. Così pare per il canale che delimita la città a nord e insiste su un evidente paleoalveo identificato in un percorso pleistocenico del Brenta, che «rilevamenti pedologici hanno confermato essere sede di sedimentazione e che ha continuato ad essere



parzialmente attivo» (MOZZI & BONDESAN A., 2002). Situazione analoga presenta lo scolo Carmason che COMEL (1964c) indica come naturale prosecuzione del canale Siloncello che considera come una delle sette bocche del Sile (PIANETTI, 1979; PRIMON, 2002). Lo stesso si può ipotizzare per il Sioncello, considerato appunto come il naturale deflusso del Sile (COMEL, 1964c). Una città d'acqua, circondata dall'acqua ci restituisce la documentazione archeologica e così la descrivono gli scrittori antichi. STRABONE (*Geographia*, V, I, 7) la paragona a un'"isola" e tale doveva apparire. Il santuario, situato lungo il canale di Santa Maria, accoglieva il visitatore dalla laguna; da terra invece la porta monumentale, di sicuro impatto scenografico, ma anche il simbolo stesso della città, ne costituiva l'ingresso. La presenza della porta rivolta verso il Sile richiama alla mente il famoso *Fluvius Silis, oppidum Altinum* e avvalorava il legame forte tra l'elemento idrografico e la città; richiama il Sile, non forse un Sile che si unisce al Piave, unione che l'indagine geomorfologica per ora esclude, ma semplicemente quel *Silis* che, attraverso il Sioncello, sua naturale prosecuzione, arrivava ad Altino. Anche il territorio tra Sile e Piave risulta pesantemente interessato da un'opera di riorganizzazione e riassetto territoriale e idraulico, il cui avvio si fa risalire a età tardo repubblicana. Lo provano le numerose arginature spondali, rinvenute soprattutto nell'area a sud della via Annia, lungo quei corsi d'acqua di modesta portata, come il Vallio, il Meolo e il Tinchera, soprattutto a sud della Fossetta. L'indagine geomorfologica (si veda paragrafo 4.III.2 in questo volume) e archeologica (fig. 4.35) hanno ricostruito i loro antichi percorsi: a sud della Fossetta si univano e defluivano nel Lanzoni, che si conferma così nodo idraulico importante (siti 142, 761) (CROCE DA VILLA, 2001a). Lo prova anche il rinvenimento di una fossa rinvenuta in località Millepertiche a sud di Musile, lunga 6 km e parallela al tracciato dell'Annia lungo il Gorgazzo, che sembra collegare la Piave Vecchia al Fosso Tinchera, e al Lanzoni (DAVANZO & DAVANZO, 2002; siti 759, 723, 730). Una recente elaborazione da immagini telerilevate

mostra la presenza tra Sile e Piave di *limites* pertinenti a una centuriazione con orientazione 26° E (BAGGIO & PRIMON, 2000; PRIMON, 2002) (fig. 4.34). La centuriazione in quest'area, negata in precedenza (FURLANETTO, 1998; 2000) sulla base di non attendibili elaborazioni da immagini telerilevate (MARCOLONGO *et alii*, 1978), o di proposte di ricostruzione non del tutto convincenti (DORIGO, 1983), trova oggi le prime conferme in uno studio appena avviato, di cui anticipiamo alcune osservazioni preliminari, che saranno successivamente sottoposte a verifica.

L'orientamento risulta di 26°NE.

Il modulo riconosciuto è di 30x40 *actus*.

Le tracce di *limites* sono ancora visibili nelle carte storiche del XVI secolo (fig. 4.36) nell'area occupata dal 1700 a oggi dai boschi di Ca' Tron, Musestre e San Cipriano.

Il tratto del Sioncello prossimo a Altino mostra lo stesso orientamento della centuriazione. Il canale, in età romana, era fiancheggiato da una strada a esso parallela, che costituiva il *kardo maximus* della città.

Le tracce di *limites* sono presenti nell'area prossima alla città, compresa tra lo Zero-Dese e il Sile. La conferma della loro presenza e della coincidenza dei *limites* con il *kardo maximus* indicherebbe la città partecipe della centuriazione e fornirebbe utili indicazioni per la datazione della *limitatio*.

Lo stesso orientamento mostra anche il tratto iniziale della *via Annia*, oltre il Sile, che gli studiosi hanno indicato come la variante interna del suo percorso, utilizzata in seguito all'ingressione lagunare sul percorso esterno (GHEDINI & BUSANA, 2002).

La rete di drenaggio moderna insiste su antichi *limites*, così come il fosso Gorgazzo e quello di Millepertiche mostrano lo stesso orientamento della fossa identificabile forse con una *per transversum* (BONETTO, 2002), rinvenuta in località Millepertiche, a conferma che la stessa massima attenzione allo scorrimento ottimale delle acque ha determinato la scelta di orientamenti diversi, a nord e a sud della Fossetta, nelle opere di canalizzazione, dall'età romana a oggi.

Fig. 4.37. Nella mappa di Feliciano Perona e Pietro Vecellio del 1598 un tratto della *via Annia* di epoca romana viene significativamente indicato come *Strata detta La Giarina*, parallela ad una fossa e oggi coincidente con il Fosso Gorgazzo (ASVE, Beni Inculti Treviso-Friuli, ds.481-58-3).



I *limites* della centuriazione si arrestano in prossimità del dosso del Piave, elemento di discontinuità geomorfologica e confine naturale tra agri pertinenti a municipi diversi come prescrivevano i gromatici. Si ritiene necessario sottoporre a rigorosa verifica l'apparente assenza di tracce in corrispondenza del dosso del Piveran (Grassaga): se confermata, sposterebbe il confine orientale dell'agro oltre il Piave a est di San Donà e la bassa pianura o parte di essa, tra il Piave attuale e il Livenza, farebbe parte del territorio altinate, come già ipotizzato da FRACCARO (1956).

La presenza di *limites* in laguna, che tanto scalpore ha sollevato tra gli studiosi, circa precedenti elaborazioni (DORIGO, 1983), trova ora parziale riscontro nei dati geomorfologici e archeologici e da immagini telerilevate, che confermano parte della laguna emersa e abitata in età romana, ma necessita comunque di verifica (vedi paragrafo 4.IX.3 in questo volume).

Una conferma indiretta della presenza della centuriazione tra Sile e Piave è fornita dalla consistente documentazione archeologica, perfettamente compatibile con la presenza di una divisione agraria. La bassa pianura è dunque caratterizzata da un'occupazione sparsa e diffusa, peculiarità dei territori centuriati (BERGAMINI, 1980;

FURLANETTO, 1985; FURLANETTO, 1984b; 1985; 1994; FURLANETTO & RIGONI, 1987; CROCE DA VILLA, 1991), databile tra la fine del I secolo a.C. e il I secolo d.C. La quasi totalità dei siti è riferibile a edifici rustici, di tipo non meglio precisabile, soprattutto indiziati dal recupero di mattoni, tegole e coppi, frammenti ceramici, vitrei e bronzei. Rimandano ad attività produttive e artigianali pesi da telaio, attrezzi agricoli e macine, e in qualche caso vasche e magazzini. Necropoli di modesta entità sono spesso collocate in prossimità degli edifici. L'agro altinate orientale si configura in età romana (fine I secolo a.C.-II secolo d.C.) come un'area intensamente popolata, dotata di una buona rete fluviale e viaria, ricca d'acqua, ben regimentata e ben drenata, sottoposta a un attento e rigoroso controllo delle acque. La distribuzione dei siti, ma solo una ricognizione di superficie programmata e il loro inserimento nelle maglie della centuriazione potrebbe confermarlo, mostra un'occupazione che predilige i corsi d'acqua e il tracciato della *via Annia* e delle sue diramazioni, che fungono così da elementi di attrazione lineare. Si confermano sicuramente attivi, per la presenza di ponti e il ritrovamento di approdi, il paleoalveo della Canna, il "Vallio di Marteggia", il Meolo e il Tinchera (fig. 4.35).

LE GRANDI OPERE DI DIVERSIONE FLUVIALE NEL BASSO PIAVE
di Aldino Bondesan e Paola Furlanetto

Il Piave fu uno dei grandi fiumi temuti dalla Serenissima per il danno che essi provocavano alla laguna con il loro ricco apporto di sedimenti. La parte che segue è tratta da BONDESAN & FURLANETTO (2000a) e riporta le trasformazioni che hanno interessato il basso corso del Piave a opera dei veneziani.

Le prime notizie documentate sul tratto inferiore del Piave risalgono al 1531 e appartengono agli archivi del *Collegio Veneto delle acque*. Nella carta di Paolo dal Ponto del 1568 (ASVE, SEA, Piave, ds.10, IMAGO 13) è ben riprodotto il progetto relativo all'ordinanza di scavo di «Cava zuccherina e Revedoli, nonché dei Porti di Portesin, Livenzuola e Cortellazzo per dar libero corso alle acque», in cui si decide anche «che tanto la Cava Zuccherina quanto il Caligo sieno mantenuti al duplice uso di Navigazione del Friuli e di diversivi alle piene del Piave».

Sia la Cava Zuccherina, che il Revedoli, manifestano una loro origine naturale. È l'uomo che riprende il loro alveo, lo approfondisce, lo rettifica in molti punti e lo adatta alle proprie esigenze. Della Cava Zuccherina rimane oggi solo il paleoalveo, ben riconoscibile dalle foto aeree, e un tratto trascurabile di idrografia relitta afferente alla rete di bonifica. La sua presenza, come elemento antropico, risale almeno al 1430 con il permesso, concesso ai proprietari, di scavare il Canale dell'Arco (poi Cava Zuccherina) e con l'imposizione di mantenerlo navigabile per il trasporto delle mercanzie e per le comunicazioni con la Germania. L'origine del nome va fatta risalire alla famiglia Zuccarini: il 18 aprile 1558 in una supplica trascritta nei documenti del Magistrato alle Acque (MARCON, 1878) si legge: «l'haver li antenati di me Marco Zuccarini posseduto la cava d'Arco, hora nominata Cava Zuccarina».

Il 1534 è un anno importante per il Piave: in seguito alla grave piena del fiume che scaricò acque torbide nel Sile e provocò forti interrimenti in laguna, il 7 marzo viene decretato «che dal Ponte di Piave fino alla Cava del Caligo dalla parte destra del fiume, cioè verso delle lagune fosse fatto un argine quanto più retto fosse possibile» (...) «il qual sia per muraglia e segurtà da questa banda de Venetia, acciò in caso che rompesse il primo arzer, questo sia per securtà delle lagune nostre».

Gli ingegneri della Serenissima, prevedendo che

l'impeto delle piene non avrebbe potuto essere contenuto solo dall'argine, provvidero anche allo scavo di «un diversivo alla volta di sopra della Tagliata detta di Re, sulla sinistra del fiume, sul luogo preciso detto Rotta Vecchia». Nel quadro di questi grandi interventi si prescrisse anche la costruzione di porte a sostegno del canale Caligo e nel contempo «che alla svolta che fa la Piave al disotto dell'imboccatura della Cava Zuccherina, fosse fatto un altro taglio o diversivo che si dirigesse a Cortellazzo, e questo taglio sia aperto alla sua bocca, onde facilitare lo scarico del Piave, specialmente nelle piene». Questo è l'attuale canale Cavetta che dal 1587 collega la Piave Vecchia col Porto di Cortellazzo. Vi sono indicazioni che la foce di Cortellazzo rappresenti uno sbocco naturale del fiume, anche quando il Piave ha seguito nel passato direzioni diverse, fatto che la rende importante dal punto di vista geomorfologico e idraulico. La stessa apertura del canale Cavetta, che porta le acque del Piave proprio a Cortellazzo, suggerisce, com'è ovvio, una forte influenza della morfologia del territorio anche sulla progettazione idraulica e una funzione di richiamo delle acque dall'entroterra da parte della foce.

In quegli anni, la navigabilità del canale Caligo si rivelava sempre più difficile. Il Piave, infatti, depositava grandi quantità di sedimenti in laguna attraverso questo ramo, che aveva costruito con le sue esondazioni, un sorta di lunga penisola rilevata che si spingeva per alcuni chilometri in direzione di Venezia. Anche oggi questo apparato interno alla laguna nord è ben conservato ed evidente. Nel 1545 venne proposto un miglioramento delle condizioni di navigazione col Friuli attraverso un percorso alternativo individuato in un taglio al Cavallino, che portasse in comunicazione la Laguna con il Piave. Nel 1563 il Taglio o canale del Cavallino era completato. Questa via rimase aperta a periodi alterni per quasi un secolo, fino a che nel 1630 la navigazione attraverso il canale Caligo venne abbandonata definitivamente per seguire invece quella nuova del Cavallino.

Nel quadro della grande opera di regolazione idraulica, e tra alterne proposte, fu deciso nel 1579 di condurre tutte le acque del Piave attraverso il Taglio da Re, un nuovo canale che avrebbe dovuto essere scavato da San Donà fino al mare. Il Taglio da Re seguiva forse anch'esso un vecchio percorso del Piave, riconoscibile dal dosso sul quale il canale venne scavato. Non ci sono ancora conferme di tipo geomorfologico

Fig. 4.38. Una bella rappresentazione cartografica del Lago della Piave. Nel 1664 il fiume fu portato attraverso il nuovo taglio a versare le proprie alluvioni nelle paludi costiere, secondo un ardito progetto di bonifica per colmata. *Settore del Piave verso Cortellazzo* di Giò Batta Bagatella, Angelo Gornizai, Antonio Benoni e Franco Alberti, 1686 (ASVE, SEA, Piave, ds. 27).



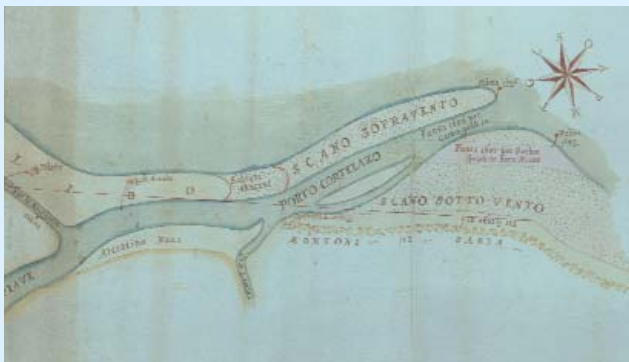


a questa ipotesi. Nel contempo, avrebbero dovuto essere deviati dalla laguna nell'alveo di Piave Vecchia i corsi di Zero, Dese, Marzenego, Sile, Vallio e Meolo – definiti quest'ultimi dal Senato Veneto «nemici mortalissimi» (CASTI MORESCHI, 1984).

La prosecuzione fino al mare del Taglio da Re non fu tuttavia portata a termine. I lavori furono condotti irregolarmente e con grandi ritardi. Quando nel 1610 venne compiuto lo spostamento del Brenta con il completamento del Taglio Nuovissimo, l'attenzione della Dominante si rivolse nuovamente al Piave. Furono promosse indagini accurate per valutare i danni provocati ai Porti lagunari. Nel 1615 gli ingegneri incaricati Gallesi, Contini e Guberni arrivarono alla conclusione che: «doversi allontanare da Iesolo lo sbocco del fiume con un nuovo cavamento, stimando inutile alla esigenza il Taglio di Re qualora non si volesse spendere una esorbitante somma di denaro a ridurlo efficace; ed infine doversi munire di spesse palificate o speroni, i Lidi da Cortellazzo a Venezia come c'era già fatto sui litorali tutti da Venezia a Chioggia, onde trattenere ed inceppare quanto più era possibile le sabbie che da Greco in Garbino scorrevano incessantemente a danno delle cose, dei porti, e delle lagune». Gli ingegneri veneziani avevano compreso appieno la dinamica del trasporto solido litoraneo che portava ingenti quantità di sabbie dalla foce del Piave ai litorali della laguna. Il Piave, e anche la Livenza e il Tagliamento, conducevano al mare grandi quantità di sabbie che provenivano dai bacini montani non ancora sistemati dall'uomo. In quegli anni il principale problema dei litorali consisteva nell'eccessivo trasporto di sedimenti, al contrario di quanto avviene ai nostri giorni dove la crisi è innescata, invece, dalla mancanza degli stessi.

Per quanto riguarda il Piave, il progetto del vice-proto Bonotti (ASVE, SEA, Piave, ds. 16, IMAGO 17; Bonotti Sebastiano, 1641, *Il Piave da Ponte di Piave al suo sbocco in mare, con vasta zona di terre arative, pascolive, boschive, a vigneti e valli prative e paludose ed estesa fascia litoranea da Sant'Erasmo al Porto di Caorle*) prevedeva una serie di nuovi provvedimenti organici, tra i quali: portare la Livenza a Caorle attraverso il canale detto il Traghetino (veniva abbandonato il ramo del Livenza che si dirigeva a Santa Croce, che divenne la "Livenza Morta"); incanalare il Piave in un nuovo alveo, il Gran Taglio, subito a sud di San Donà di Piave e da lì lasciarlo fluire a svario nell'ampio bacino palustre che si stendeva tra Piave e Livenza, forman-

Fig. 4.39. Uno dei primi rilievi della nuova foce impostatasi a Cortellazzo dopo la rotta della Landrona. *Comprensorio dell'alveo vecchio e il taglio del Piave alla Livenza, da San Donà e San Giorgio al mare dal Porto di Piave al Porto di Caorle di Lorenzo Boschetti, 1724* (ASVE, SEA, Piave, ds. 39).



do così il Lago della Piave (ASVE, SEA, Piave, ds. 17, IMAGO 18; Alberti Francesco, 1666, *Ampia zona denominata lago della Piave, poi valliva, bonificata racchiusa dal Taglio del Re, dal Piave, dai canali San Martino e San Bernardino, dalla Livenza, e dalla fascia litoranea da Caorle a Cortellazzo*); chiudere ogni comunicazione dei Canali Largon, Velai e Revedoli col Porto di Cortellazzo, facendo sfociare il Piave a Porto Santa Croce e a Porto Santa Margherita attraverso il canale Brian; innalzare le arginature (gli "arzerini") per contenere le acque del Lago della Piave a protezione delle campagne circostanti; scavare un canale tra la foce di Cortellazzo e la Livenzuola (mai portato a compimento) che avrebbe consentito di mantenere la navigazione per il Friuli passante fino a quel momento per il canale Revedoli; infine, per mantenere all'interno dell'alveo il livello utile e quindi per consentire la navigazione nel Piave, realizzare delle porte allo sbocco nel Lago della Piave. L'impresa fu ben finanziata e ampi poteri furono concessi ai Provveditori incaricati dell'esecuzione delle opere. Nel 1664, dopo 22 anni di lavoro, il fiume percorse finalmente il nuovo Taglio della Piave. Riporta il MARCON (1878): «Parecchi giorni impiegò la Piave nell'allargare e distendersi sulle grandi paludi di Cortellazzo e Ribaga, prima di uscire per il porto di Santa Margherita. Si formò in tal modo un gran lago (...). Al primo carico d'acqua sopravvenuto rimasero squarciati in varie posizioni gli argini conterminati che ben tosto si riconobbero insufficienti allo scopo». Quest'ultimo fatto, ripetutosi anche negli anni seguenti, spinse il Senato a incaricare i Savi ed Esecutori alle acque ad abbassare il livello del lago «col rasare le vecchie rive della Livenza abbandonata, aprire quegli argini, levar le barene, formar dei tagli». Furono stanziati ingenti somme per innalzare e rinforzare le opere di difesa attorno al Lago della Piave.

Questo progetto idraulico di proporzioni gigantesche interveniva pesantemente in un ambiente naturale contraddistinto da un'idrografia complicata e interconnessa, con pendenze deboli e ampie aree paludose. Sarebbe stato più semplice far percorrere al Piave l'attuale tracciato fino a Cortellazzo, ma l'intento era di allontanare quanto più possibile la foce dalla laguna di Venezia. Il lago della Piave avrebbe dovuto inoltre risanare le vaste paludi tra l'omonimo fiume e la Livenza attraverso una bonifica per colmata. La topografia però non venne in aiuto: in pianura i rilievi più elevati sono proprio i dossi e gli argini fluviali che non solo delimitano il fiume, ma fanno anche da sponda ai ben più ampi spazi interfluviali compromettendo un deflusso libero delle acque su larghe superfici.

I sedimenti del Piave, costretti a decantare nel lago omonimo, rallentati dai canneti che crescevano nelle acque basse, stavano occludendo le vie d'acqua precedenti e alterando i normali ritmi di deflusso.

In seguito alle istanze dei pescatori fu consentita l'apertura del porto di Livenza, che avrebbe favorito lo scolo delle acque interne e facilitato la navigazione. Gli interrimenti e lo sviluppo della vegetazione palustre restarono un ostacolo allo scorrimento delle acque verso Santa Margherita. Il Montanari, interpellato a proposito, suggerì di aprire anche il Porto di Altanea (ASVE, SEA, Piave, ds. 39, IMAGO 28; Boschetti Lorenzo, 1724, *Comprensorio dell'Alveo Vecchio e il Taglio del Piave alla Livenza, da San Donà a San Giorgio al mare, dal porto di Piave al Porto di Caorle*). Tale provvedimento non ebbe modo di essere attuato, poiché nel 1683 il Piave rompeva nuovamente alla Landrona e la rotta fu tale che decise una volta per sempre lo sbocco del fiume a Cortellazzo. Si concludeva così la secolare lotta della Dominante per guidare il corso del Piave lontano dalla Laguna.

Per il settore a nord della linea San Donà - Ceggia - San Stino di Livenza le notizie sull'idrografia sono scarse e gli interventi hanno riguardato prevalentemente opere di arginatura, tagli e rettifiche di meandri. I corsi d'acqua principali si riconoscono nei Canali Piavon, Bidoggia, Grassaga, Magnadola e Fossa Formosa. Essi mostrano, specie nelle aste terminali, lunghi tratti rettificati. Il più importante è il Piavon che nasce a sud di Oderzo e riceve parte delle acque del fiume Lia attraverso il Fosso Navisego. Il CORNARO nelle sue *Scritture sulle lagune* (17 marzo 1442) (PAVANELLO 1919) ricorda l'uso del canale Piavon per il trasporto del legname. Egli, nel descrivere i collega-

Fig. 4.40. *Jesolo, Equilio, Cava Zuccarina. Comprensorio dei canali Amaniolo e Passarella al mare, con il Taglio Nuovo del Piave di Angelo Minorelli, 1724 (ASVE, SEA, Piave, ds. 130/a).*

menti con gli altri corsi d'acqua annota: «In dicta (nel Piavon, N. d. A.) mete do altre fosse, cio è la Casarata, la Magnadola, et a tempo di Signori da Camin soleva intrar el fiume de la Lia per una fossa si apellada el Navisego». Il PAVANELLO (1919) riconosce nel Piavon un antico e importante ramo del Piave, suggerendone i collegamenti a monte: «Che il suo naturale congiungimento con la Piave fosse per mezzo della Lia e della Piavicella, se lo deduce anche dal fatto che esso negli antichi documenti è chiamato indifferentemente Plave Sicca, Plavicella, Plagione...». L' AVERONE (1911) nel riportare un brano del FILIASI (Veneti primi e secondi), cita: «Un ramo della Piave altre volte passa-

va per Opitergio, anzi forse più rami, in uno dei quali entrava il Montegano; tali rami i nomi avevano di Plavicella, di Piavone e qualche altro ancora». Tali notizie riportano ciò che si può ragionevolmente dedurre dall'attuale impianto idrografico, e sono confermate dall'analisi geomorfologica, ma non vi sono testimonianze in epoca moderna di significativi interventi sul tracciato della rete idrografica. I collegamenti col Piave sono, con ogni probabilità, molto più antichi e risalgono forse all'età del bronzo; di essi rimane traccia nella geomorfologia dell'area attraverso i dossi fluviali, le lingue ghiaiose e i paleoalvei che attraversano l'area ed in parte coincidono con l'attuale idrografia.



CAPITOLO 4. IV.

TRA SILE E NAVIGLIO BRENTA

di Paolo Mozzi

4. IV. 1. IL QUADRO GEOMORFOLOGICO

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 alii*, 1984) (fig. 4.41).

Nella capitolo 3.I si è già discusso delle modalità di formazione di tale importante apparato alluvionale, denominato *megafan* di Bassano. La porzione apicale 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 inter-dosso 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 *megafan* di Bassano è da ascrivere all'ultimo massimo glaciale. Tra 22.000 e 14.500 a ¹⁴C 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 A. *et alii*, 2002b). Ciò si

desume anche dall'insieme di datazioni ¹⁴C eseguite su torbe, campionate in una serie di sondaggi meccanici distanti alcune decine di metri l'uno dall'altro, a nord-est di Mestre, riportate nella carta geomorfologica. Qui, tra 20.000 e 15.000 a ¹⁴C BP, si è accumulato uno spessore di sedimenti di circa 8 m.

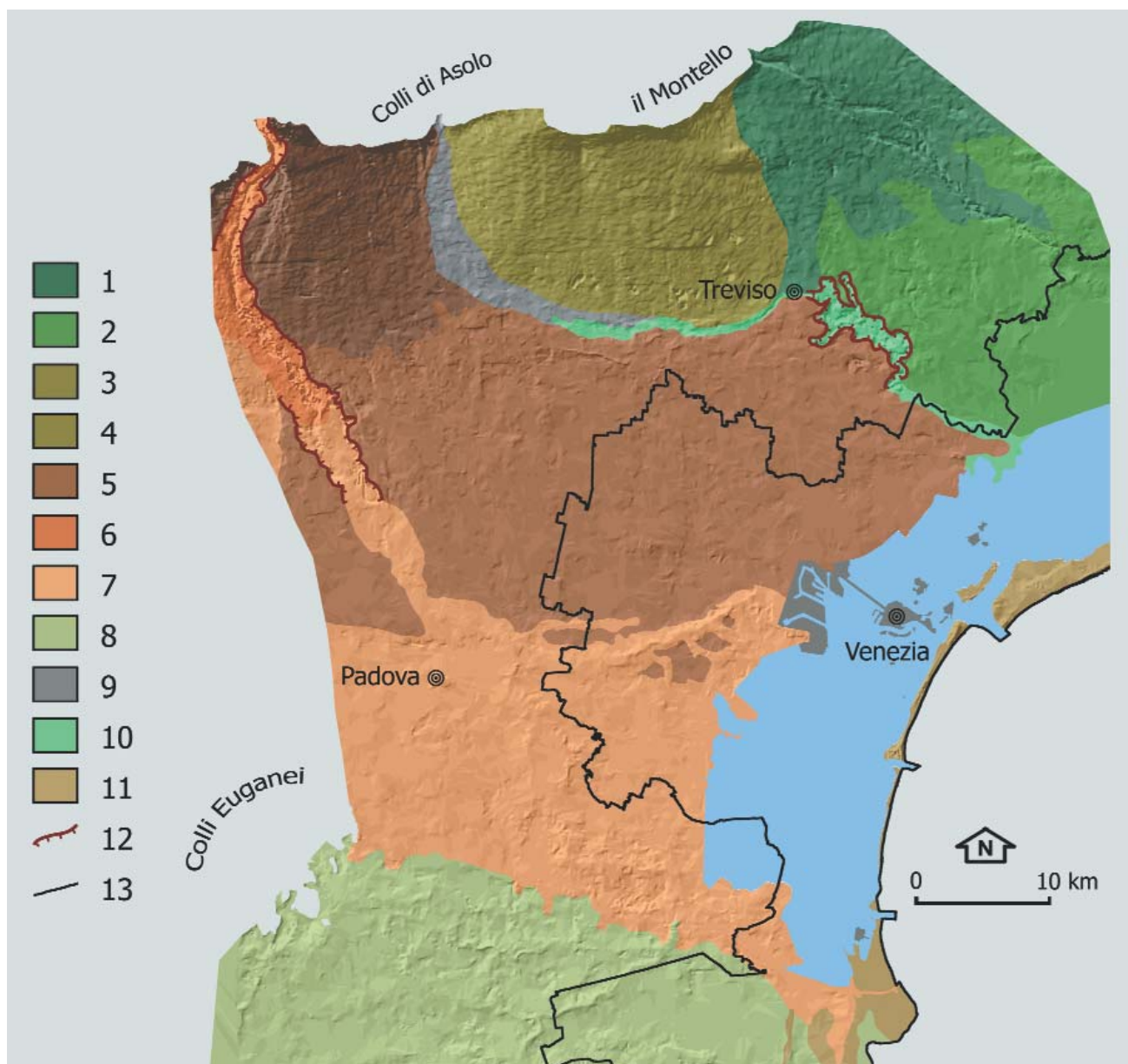
In fig. 4.42 vengono schematicamente riportate le principali direttrici di deflusso del Brenta in un periodo compreso tra l'acme dell'ultima glaciazione e il Tardiglaciale. Questi rami sono stati tracciati seguendo gli andamenti dei dossi maggiori e di insiemi di paleoalvei con sviluppi lineari significativi. Il *pattern* che ne deriva ricorda, su dimensioni molto maggiori, quello dei fiumi a canali intrecciati. È probabile che il tracciato principale cambiasse repentinamente direzione per avulsione. I dati stratigrafici conosciuti indicano lo svolgersi di eventi sedimentari ciclici con ordini temporali di 10²-10³ anni (vedi paragrafo 3.I.5 in questo volume). 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 ¹⁴C BP (MOZZI, 1995, 1998; MOZZI *et alii*, 1996; BONDESAN A. *et alii*, 2002b). 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 (fig. 4.41); al suo piede si estende la pianura olocenica del Brenta (CASTIGLIONI, 1982b; CASTIGLIONI & PELLEGRINI, 1981; CASTIGLIONI *et alii*, 1987; PELLEGRINI *et alii*, 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 località, i depositi olocenici, non più confinati, ricoprono la pianura pleistocenica. Di quest'ultima situazione si ha riscontro

Fig. 4.41. Il megaconoide di Bassano nel quadro delle grandi unità morfologiche della pianura veneta centrale (da ARPAV Osservatorio Regionale Suolo, in corso di pubblicazione, modificato). Le delineazioni sono poste a drappeggio del modello digitale del terreno, quest'ultimo reso attraverso l'ombreggiamento.

anche nella carta geomorfologica, dove è evidente l'appoggio del dosso di Stra sulla pianura pleistocenica; a sud di questa struttura perman-

gono però, in superficie, lembi di questa antica pianura, in corrispondenza di aree "in ombra" rispetto agli apporti sedimentari olocenici (vedi



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.

anche paragrafo 4.V.1.c in questo volume).

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 (vedi anche capitolo 4.VIII.6 in questo volume).

Il suolo sviluppato al tetto dei sedimenti pleistocenici in questo settore distale del *megafan* di Bassano è caratterizzato da importanti fenomeni di rimobilizzazione dei carbonati, con conseguente formazione di orizzonti calcici (GIANDON *et alii*, 2001). Nel sottosuolo della laguna centrale questo suolo si è conservato sotto i sedimenti lagunari (GATTO & PREVIADELLO, 1974; GATTO, 1980; TOSI, 1994b; MOZZI *et alii*, 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”. Nella carta geomorfologica la sua presenza e profondità è segnalata con apposita simbologia (vedi scheda: “Il caranto nel sottosuolo della Laguna di Venezia” di PAOLO MOZZI, in questo volume).

Durante l’Olocene gli unici sistemi fluviali attivi sono stati quelli dei corsi d’acqua di risorgiva. Nello *Schema dei sistemi morfo-sedimentari* (fig. 3.19) viene segnalato il principale, quello del 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 alii*, 2001; ARPAV OSSERVATORIO REGIONALE SUOLO, in corso di pubblicazione), 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 (vedi paragrafo 4.VIII.2 in questo volume).

4. IV. 2. LE FORME PRINCIPALI

4. IV. 2. a. *I dossi fluviali*

I dossi presenti nella carta geomorfologica, formati dalle divagazioni tardo-pleistoceniche del Brenta (fig. 4.42), 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, che in quello 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 di quelli di Marcon e di Spinea. I dossi di Gardigiano, Scorzè, Noale e Santa Maria di Sala si originano al di fuori del confine provinciale; quello di Scorzè, con la sua biforcazione nel tratto finale in dosso di Martellago a nord e quello di Olmo a sud, è tra le strutture più estese dell’intero *megafan* 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 occidentale di Mestre (MOZZI, 1995; GIANDON *et alii*, 2001).

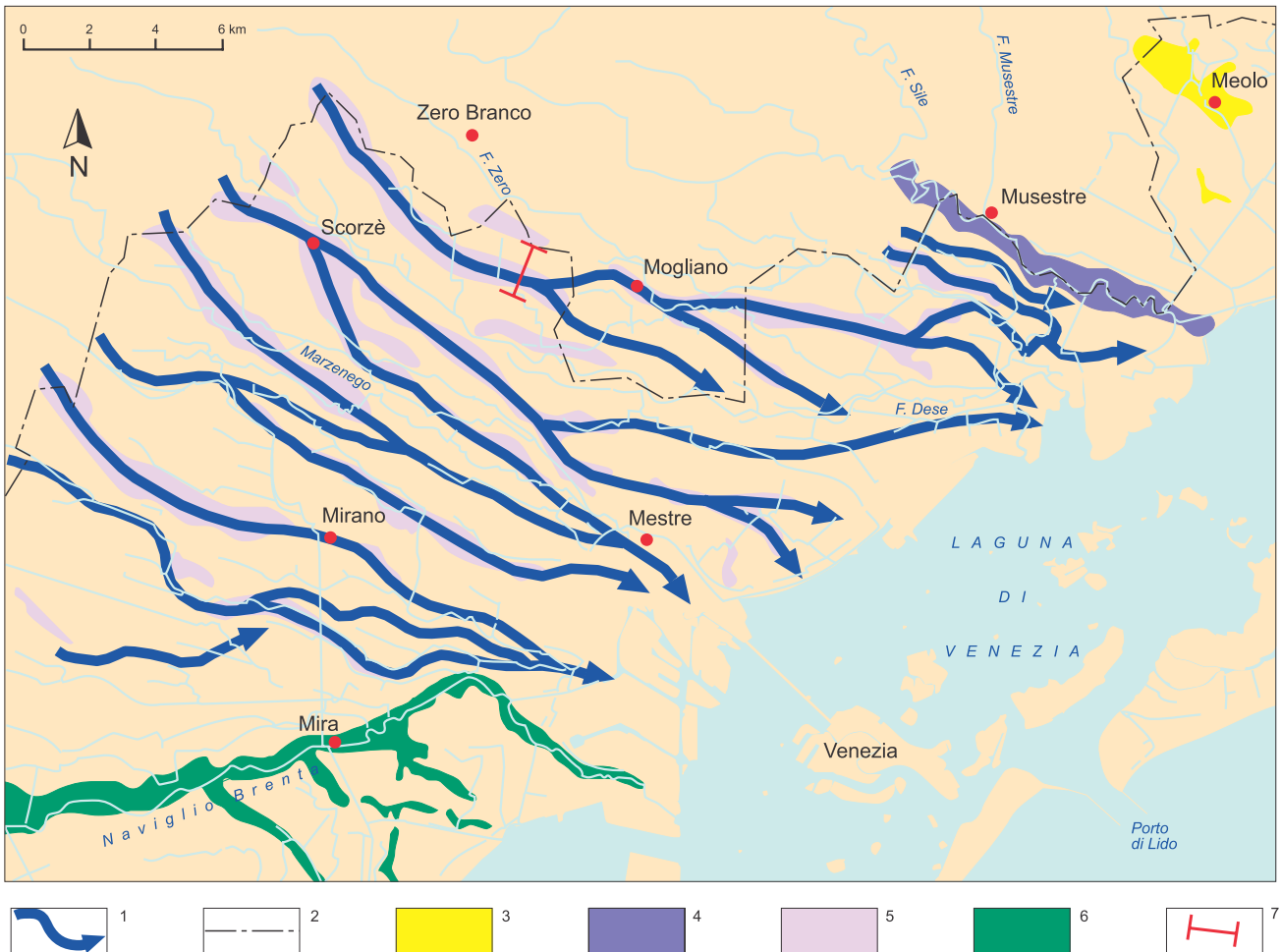
Nella carta geomorfologica si può vedere come i dossi siano costituiti al centro da sabbie, deposte in ambiente di canale attivo, e lateralmente da limi, interpretabili come depositi di argine naturale; spesso le ultime fasi di attività dei dossi hanno comportato la deposizione di sedimenti limosi, che quindi ricoprono completamente le sabbie. Le loro sabbie 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.

Per meglio percepire le caratteristiche dell’architettura sedimentaria dei dossi pleistocenici, si può fare riferimento alla fig. 3.6a, in cui è riportato un transetto stratigrafico basato su sondaggi manuali e sezioni esposte in scavi superficiali, corredato da alcune datazioni ¹⁴C (BONDESAN A. *et*

Fig. 4.42. Le principali direttrici di deflusso tardo-pleistoceniche del Brenta, nell'area compresa tra Sile e Naviglio Brenta.

alii, 2002b). L'estremità sud-orientale del transetto ricade nella carta geomorfologica e comprende le due datazioni ^{14}C ubicate subito a nord del paese di Gardigiano. Nella fig. 3.6a si può vedere come un primo evento deposizionale abbia comportato la messa in posto dei corpi di canale più profondi e connessi depositi di esondazione. Si è poi instaurata una sedimentazione organogena, presumibilmente in presenza di ristagni d'acqua e/o affioramento della falda freatica, che ha portato alla costituzione del livello torboso più continuo, visibile nel profilo. Le date ^{14}C su campio-

ni raccolti al tetto di tale livello organico, indicano che la sua età diminuisce progressivamente da nord-est verso sud-ovest, in un intervallo temporale compreso all'incirca tra 17.000 e 16.000 a ^{14}C BP. Segue un secondo evento deposizionale, con la formazione del complesso di depositi di canale e di esondazione posto al di sopra del livello organico principale. Quest'ultimo episodio termina con la costruzione dei due bassi dossi in superficie. Il nucleo del dosso meridionale appare costituito da una lente di depositi sabbiosi di canale, con spessore massimo inferiore a 2 m e



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) ubicazione della sezione stratigrafica di fig. 3.6a.

larghezza di poco inferiore a 2 km, sulla quale poggiano, fino quasi a ricoprirla, i depositi di esondazione limosi e limoso-argillosi. I corpi sedimentari che costituiscono il dosso all'estremità settentrionale del transetto presentano geometrie simili. I depositi sabbiosi di canale hanno spessore medio di circa 1,5 m, continuità laterale superiore a 1 km, e sono parzialmente ricoperti da strati di limi e argille di esondazione. Le posizioni stratigrafiche relative delle due lenti sabbiose e le età ^{14}C di quelle torbose intercalate nei depositi di esondazione, mostrano come il corpo nord-orientale sia stato l'ultimo a formarsi, successivamente a 14.645 ± 235 a ^{14}C BP. Quest'ultima è l'età più recente finora riscontrata nei depositi del *megafan* di Bassano (BONDESAN A. *et alii*, 2002b).

Da quanto detto è evidente che la sedimentazione fluviale ha portato a una continua aggradazione verticale della pianura. I corsi d'acqua erano pensili, e presumibilmente soggetti a ricorrenti avulsioni. Il dosso che si formava ad opera di un ramo del paleo-Brenta, una volta disattivatosi, veniva ricoperto dai depositi di esondazione provenienti da contigui canali attivi. Nelle fasi finali l'arco temporale necessario per seppellire completamente una struttura poteva essere dell'ordine di 10^2 - 10^3 anni.

4. IV. 2. b. *Le aree di interdosso*

I fianchi a bassa pendenza dei dossi fluviali sfumano lateralmente nelle piane di interdosso. Queste aree, che occupano larga parte della pianura tra Sile e Naviglio Brenta, sono caratterizzate da morfologie blandamente ondulate, senza concavità o convessità di rilievo e 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'isopisa 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 sedimen-

tati 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 alii*, 2001); gli stessi che, conservati al di sotto dei depositi lagunari, costituiscono il già citato paleosuolo noto come "caranto".

4. IV. 2. c. *I paleovalvei*

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 meandriciformi;
- c) tracce larghe 30-60 m, a sinuosità da media a alta, spesso riunite in sistemi dendriciformi.

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 del fiume attuale. I paleoalvei del tipo (b) sono perlopiù concentrati nell'area perilagunare, in una fascia 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 (vedi i paragrafi 4.VIII.2 e 4.VIII.3 in questo volume).

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 quelli presenti negli spazi perilagunari della pianura centrale e orientale della provincia (vedi il sottoparagrafo 4.I.8 e il sottoparagrafo 4.V.1.c(iv), in questo volume). 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 & MOZZI, 2002b). È probabile che anche qui la depressione connessa alla traccia antica sia stata utilizzata come scolo delle acque durante l'Olocene, con una dinamica forse simile a quella del paleoalveo che cinge l'area urbana della *Altinum* romana, si unisce a un altro paleoalveo presumibilmente pleistocenico proveniente dal dosso delle Crete e si dirige, infine, verso est in direzione della laguna (vedi carta geomorfologica). Si ricorda la presenza, in quest'area, di depositi olocenici legati all'attività sedimentaria del Dese, dello Zero e del Sile (GIANDON *et alii*, 2001; ARPAV OSSERVATORIO REGIONALE SUOLO, in corso di pubblicazione).

4. IV. 2. d. *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 zona 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. Tra il canale Siloncello e il canale Silone è evidente come un canale di marea tagli il paleoalveo di Altino descritto nel precedente sottoparagrafo, a evidenziare un importante mutamento nell'assetto paleoambientale dell'area, passata, a causa dell'innalzamento relativo del livello marino, da una situazione di pianura alluvionale a una di pianura lagunare.

4. IV. 3 LE EVIDENZE ARCHEOLOGICHE (di P. Furlanetto)

La documentazione archeologica relativa ad Altino, il suo rapporto con il Sile e i legami con la geomorfologia, vengono trattati nel paragrafo 4.III.4 del capitolo Tra Piave e Sile e nel paragrafo 4.IX.3 del capitolo La laguna Nord, preferendo considerare quest'area in epoca antica un tutt'uno sotto il profilo storico e geografico. Risultano ridotte le testimonianze archeologiche riferibili ai periodi più antichi tra Naviglio e Sile, che confermano modalità insediative analoghe a quelle già evidenziate per l'area tra Sile e Piave. Risultano preferibilmente occupate le aree sui dossi sabbiosi pleistocenici, di antica formazione, che paiono già disattivati nell'Olocene. In particolare risulta abitata la parte meridionale del dosso di Scorzè (siti 443, 439, 399, 392), il Dese e il dosso di Mogliano-Marcon. Alti morfologici quindi, probabilmente in prossimità di corsi d'acqua di modesta portata che si instaurano su antichi percorsi, e la fascia perilagunare prossima alla laguna costituiscono le

scelte preferenziali di occupazione attestate fin dal Mesolitico. Al Mesolitico recente si riferiscono i ritrovamenti di Dese-periferia nord (sito 420), Mestre-via Rielta, Po, Torino, Orlanda (sito 434-796) e Marcon, S. Liberale (MARSALE, 1990; BIANCHIN CITTON, 1994, p. 24). Poco numerosi i siti riferibili al tardo Neolitico-Eneolitico localizzati in prossimità di dossi e paleoalvei, a Dese e Scorzè (siti 392, 801), nei pressi della via Annia (sito 797) e a Mestre, via S. Damiano e a Campalto-località Campalton (sito 443) (MARSALE, 1988, 1989, 1990, 1991; BIANCHIN CITTON, 1994; SALERNO, 2002). Risulta, dunque, occupata la fascia perilagunare più vicina al margine lagunare e prossima al tracciato della *via Annia*. Nell'età del Bronzo Recente sono attestati siti lungo il dosso di Scorzè (sito 443) e su quello di Mogliano-Marcon (sito 428). Sono rari i ritrovamenti riferibili all'età del Ferro; da segnalare quello, purtroppo sporadico, di una paletta votiva a Scaltenigo (sito 462) e un frammento di ceramica greca a Trivignano (sito 399). In età romana l'area a sud del dosso di Spinea, coincidente con il corso del Muson Vecchio, Rio Cimetto, presenta tracce ben conservate della centuriazione di Padova nord-est (MENGOTTI, 1994a), a nord del dosso suddetto, gli studiosi riconoscono tracce della centuriazione pertinente ad Altino (MENGOTTI, 1984b). I ritrovamenti di epoca romana mostrano una occupazione sparsa e diffusa compatibile con la presenza della centuriazione.

IL PROGETTO CA' TRON: UN'INDAGINE INTEGRATA
di Patrizia Basso, Jacopo Bonetto, Maria Stella Busana e
Francesca Ghedini

Dal 2000 ha preso avvio un progetto d'indagine ambientale e storico-archeologica nella Tenuta di Ca' Tron (Roncade-Treviso e Meolo-Venezia), una vasta estensione di terreno agricolo (circa 1100 ha) situata in prossimità della laguna settentrionale di Venezia, il progetto è frutto della collaborazione fra un ente privato (la Fondazione Cassamarca, attuale proprietaria della Tenuta) e l'Università di Padova, presente con diversi Dipartimenti, per il carattere interdisciplinare della ricerca, che vede insieme archeologi, geomorfologi, fotointerpreti, geofisici e paleobotanici.

Molteplici sono i motivi di interesse dell'area: sotto l'aspetto geografico, la sua funzione di cerniera tra i grandi *megafan* del Brenta e del Piave, nonché la collocazione sul margine endolagunare; sotto l'aspetto storico, la vicinanza (circa 3 km) al centro veneto-romano di Altino, nel cui agro l'area era compresa, e la rete di infrastrutture viarie realizzate dai romani nel territorio, sfruttando collegamenti preesistenti, in particolare la *via Annia*, che nel tratto tra *Altinum* e *Iulia Concordia* attraversava il settore meridionale della Tenuta.

L'obiettivo finale del progetto è duplice: da un lato, la ricostruzione della "storia totale" di questa porzione di territorio, nel quadro più vasto della bassa pianura tra Sile e Piave e del sistema viario e insediativo dell'agro altinate e dell'intera *Venetia* orientale; dall'altro, la valorizzazione in chiave culturale di questa terra dal grande fascino naturalistico, posta fra la terraferma e la laguna e conquistata definitivamente alla palude solo negli anni 30-40 del Novecento, con un'attenta opera di bonifica.

La ricerca si è articolata in più fasi: indagini geomorfologiche, che hanno riconosciuto questo tratto di pianura, asciutto e ben drenato fino a età basso-medievale, come uno tra i più antichi della conoide plavense, con una ricca presenza di paleoalvei lagunari e fluviali, che testimoniano le antiche e recenti oscillazioni della laguna sulle superfici pleistoceniche; analisi polliniche, per una ricostruzione in prospettiva diacronica del quadro ambientale e vegetazionale antico; interpretazione di foto aeree e da satellite, che hanno evidenziato numerosi elementi da sottoporre a verifica anche con indagini archeologiche sul campo; prospezioni geofisiche in alcuni settori che

Fig. 4.43. Fotomosaici e rilievi delle sezioni relative al percorso esterno (in alto) e interno (in basso) della *via Annia*. Tenuta di Ca' Tron, Roncade (TV).

già dalle prime indagini risultavano di particolare interesse, per presenza di anomalie sepolte o di evidenti concentrazioni di materiali in superficie; raccolta e analisi della cartografia storica per evidenziare le trasformazioni ambientali, agricole e insediative dell'area; raccolta delle informazioni storico-archeologiche attraverso l'analisi delle fonti letterarie ed epigrafiche e degli studi precedenti, da cui è emerso nell'area un vuoto di rinvenimenti, probabilmente più documentario che reale. Una sintesi dei risultati di questa prima fase della ricerca è stata pubblicata nel volume GHEDINI, BONDESAN & BUSANA (a cura di), *La tenuta di Ca' Tron. Ambiente e storia nella terra dei Dogi*, Cierre ed., Verona 2002 (GHEDINI *et alii*, 2002).

Con il 2001 si è aperta una nuova fase del progetto, che ha visto l'avvio delle indagini archeologiche vere e proprie, le prime condotte nell'area della Tenuta, interessando soprattutto la traccia della *via Annia*, la strada romana consolare diretta ad Aquileia realizzata verso la metà del II secolo a.C., che all'interno della Tenuta si divideva in due percorsi.

Le indagini di scavo hanno potuto verificare che il tracciato più prossimo alla laguna ripercorreva un asse territoriale pre-romano, risalente almeno all'età del Bronzo finale, probabilmente da riferire alla strada paracostiera che collegava Altino e Concordia: ad attestarlo sono state le analisi radiometriche al ¹⁴C effettuate su due elementi lignei pertinenti a un ponte

mediante il quale la strada superava un paleoalveo (il paleoalveo della Canna). Quando i Romani decisero di ridisegnare l'assetto viario della Cisalpina probabilmente restaurarono tale percorso, come suggerisce la misura di 70 piedi romani (20,70 m) che lo caratterizza; la carreggiata, fiancheggiata da due fossati, venne realizzata incidendo il suolo antico e colmando il taglio con un riporto spesso 20-30 cm, costituito da concrezioni carbonatiche (*caranto*) e limo sabbioso, risultando pertanto priva di terrapieno che la rialzasse sul piano campagna circostante. In un'epoca che alcuni indizi archeologici sembrano inquadrare nella seconda metà del I secolo a.C. si verificò un innalzamento relativo del livello del mare ed una conseguente ingressione lagunare, che comportò il seppellimento della strada e del ponte ligneo da parte di una coltre di fanghi ricchi di conchiglie tipiche di ambiente salmastro (fig. 4.33). In questa fase potrebbe essere stato realizzato il tracciato più interno, probabilmente nell'ambito di una ristrutturazione generale del tracciato, che comportò l'adozione di soluzioni tecniche ben più sicure e solide. La nuova sede stradale, che misurava 17 m ed era fiancheggiata da ampi fossati, larghi 9 m e profondi circa 1,50 m, venne leggermente rialzata mediante un terrapieno argilloso, per mantenerla al riparo da possibili esondazioni fluviali e lagunari. Il manto stradale fu realizzato in ciottoli e ghiaia, oggi quasi completamente dispersi

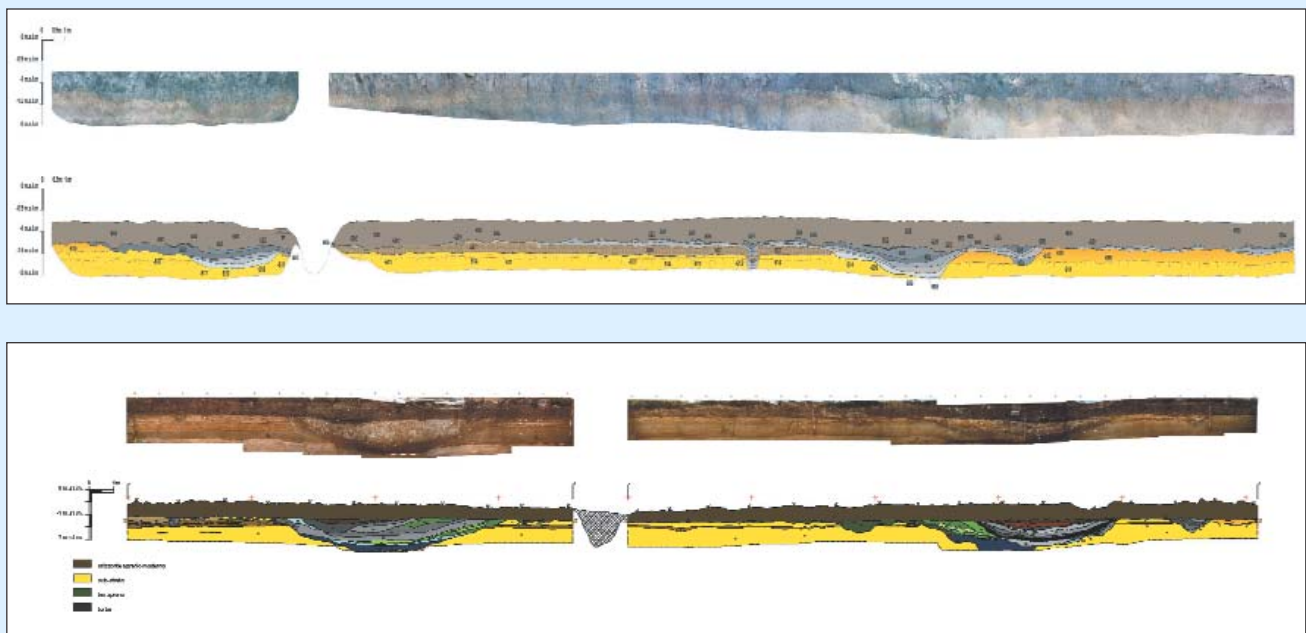


Fig. 4.44. Veduta del ponte romano lungo il percorso interno della *via Annia*. Roncade (TV). Tenuta di Ca' Tron.



dalle arature, secondo una tecnica costruttiva caratteristica delle *glarea stratae* in tutti i contesti extraurbani norditalici di età romana.

Con una tecnica accurata venne realizzato anche il ponticello a superamento del paleoalveo della Canna, corso d'acqua che venne allora regolarizzato e artificialmente conformato a clessidra, nonostante le analisi delle torbe lo indichino già in fase di ridimensionamento. Il manufatto, di cui si riconoscono le due spalle contrapposte, ciascuna costituita da un muro di testata e da due muri d'ala, è risultato pesantemente spogliato dopo il suo crollo. Gli indizi finora raccolti fanno ritenere che presentasse un'unica campata ad arco con luce di 1,90 m, una lunghezza complessiva di 9,20 m, una larghezza di 6 m (4,65 m escludendo i muri d'ala, misura che rimanda a una carreggiata di 16 piedi romani). Della struttura, realizzata in laterizi e in conci di trachite, di calcare e di arenaria, si conserva in modo eccezionale la fitta palificata di sottofondazione (costituita da oltre 500 pali di rovere), la tipica tecnica di consolidamento dei terreni instabili perpetuata dall'età antica fino a epoca medievale-moderna. In corrispondenza dell'alveo, a monte del ponte, era stato inoltre predisposto, mediante un costipamento di ciottoli, un guado ausiliario (del tipo "pensile a tracimazione"), probabilmente riservato soprattutto ai mezzi più pesanti.

La sequenza stratigrafica, i reperti e le analisi radiometriche al ^{14}C hanno consentito di ricostruire le fasi salienti della vita del ponte e indirettamente della *via Annia*. L'impianto del manufatto risulta inquadrabile nella seconda metà del I secolo a.C., che segnò

l'avvio di un periodo di intensa frequentazione, perorato fino agli inizi del II secolo d.C. L'assenza di materiali di fine II e di III secolo suggeriscono una fase di "crisi": durante quest'epoca è da collocare il crollo del manufatto, che fu ben presto oggetto di una prima spoliatura, a cui fece però seguito un rilevante ampliamento e rifacimento del guado a monte e la predisposizione di un ulteriore guado a valle del ponte, che si giustificano in relazione al crollo del manufatto, di cui viene riutilizzato molto materiale costruttivo. I reperti provenienti dai nuovi livelli d'uso rimandano tutti al IV secolo d.C., confermandolo quale periodo di particolare vitalità della strada, come già noto dai numerosi miliari collocati lungo il suo tracciato. Dopo questo periodo di intensa frequentazione, per quasi cinque secoli mancano indizi archeologici che attestino l'utilizzo del percorso stradale e della sua infrastruttura di passaggio: un silenzio che suggerisce una profonda crisi del sistema insediativo nel territorio. Una nuova fase di vitalità sembra prendere avvio nel X secolo, epoca a cui le analisi radiometriche al ^{14}C hanno datato alcuni elementi lignei lavorati (assi in frassino), rinvenuti immediatamente a valle del ponte romano, che potrebbero essere pertinenti a una passerella, poi distrutta da un incendio; forse proprio a seguito di tale evento traumatico la passerella potrebbe essere stata ripristinata, come sembra suggerire la datazione al XIII secolo fornita dalle analisi radiometriche al ^{14}C effettuate su un palo di rovere messo in opera negli incassi orientali del ponte romano. In questo periodo si registra anche un nuovo intervento di spoliatura, volto a recuperare quanto rimaneva del manufatto. A confermare la lunga continuità di frequentazione sono anche alcuni frammenti di maiolica arcaica e di ceramica invetriata databili al XIV-XV secolo, restituiti dai livelli di sedimentazione naturale presenti in corrispondenza dell'alveo: essi costituiscono le tracce più recenti d'uso del passaggio sul paleoalveo della Canna, oramai completamente occluso dai fanghi argillosi, implicando comunque una funzionalità della strada fino a epoca rinascimentale: si trattava ormai probabilmente di un percorso locale, la cui importanza è tuttavia confermata dal fatto che esso risulta ancora rappresentato in una mappa della Tenuta di Ca' Tron redatta nel 1613.

CAPITOLO 4. V.

TRA NAVIGLIO BRENTA E BACCHIGLIONE

di Paolo Mozzi e Paola Furlanetto, con il contributo di Sandra Primon

4. V. 1. LA GEOMORFOLOGIA TRA NAVIGLIO BRENTA E BACCHIGLIONE

(di P. Mozzi)

4. V. 1. a. *Introduzione*

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, 1982b; CASTIGLIONI, 1989b; CASTIGLIONI *et alii*, 1987; BASSAN *et alii*, 1994; MURST, 1997; BONDESAN A. *et alii*, 2002b). Tale sistema confina a nord con il sistema tardopleistocenico del Brenta e a sud con quello olocenico dell'Adige (vedi lo *Schema dei sistemi morfosedimentari*, fig. 3.19). 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, 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 "con-

terminazione lagunare", un'arginatura del margine interno che fu terminata nel 1791, e che tuttora separa nettamente la laguna dalla terraferma. Questi argini hanno difeso l'attuale terraferma dall'ingressione marina - lagunare degli ultimi secoli, impedendo il sovrapporsi di forme lagunari sul substrato alluvionale.

4. V. 1. b. *Le modificazioni della rete idrografica in epoca storica*

L'attuale corso del Brenta nel tratto compreso nella carta geomorfologica è completamente artificiale, risultante dalle sistemazioni idrauliche intraprese nella seconda metà del XIX secolo. Queste rappresentano solo l'ultimo di una lunga serie di interventi, mirati da un lato alla salvaguardia della laguna, dall'altro alla razionalizzazione dello scolo delle acque in terraferma (FAVERO *et alii*, 1988; BASSAN *et alii*, 1994; BONDESAN A., 2003). Due obiettivi che nel corso dei secoli sono spesso stati in conflitto tra loro.

Nei capitoli 4.VII e 4.VIII vi sono approfondimenti relativi ai decorsi storici del Brenta, in relazione ai loro sbocchi in laguna e a mare, a cui si rimanda per una disamina più dettagliata. Qui basterà ricordare gli episodi salienti delle modificazioni indotte dall'uomo sulla rete idrografica in età medievale e moderna.

Le fonti documentarie individuano nel 1143 il momento in cui il Brenta devia lungo l'attuale Naviglio Brenta, poco a valle di Ponte di Brenta; precedentemente si riversava verso sud in direzione di Saonara, seguendo percorsi non ben definiti dai documenti storici. Il nuovo percorso per Stra, Dolo e Mira aveva presumibilmente due foci in laguna: una a Fusina, dove ancora oggi giunge il Naviglio Brenta, e una poco più a nord, nei pressi di Santa Marta, in un'area attualmente occupata dalla zona industriale di Porto Marghera (fig. 4.68).

Nel 1457 i veneziani deviarono definitivamente il tratto finale, a valle di Dolo, nel canale artificiale dello Scolo Brenta Secca, che, attraverso lo Scolador di Lugo, raggiungeva la laguna immettendosi nel sistema Canal Chornio - Canal Mazon.

Fig. 4.45. Idrografia del padovano con il corso del Brenta dal passo di Curtarolo al mare; il Bacchiglione con tutti i canali di diramazione dei due fiumi, 1786 (ASVE, SEA, Brenta, ds. 100).





Nel 1507 si procedette all'escavo di un ulteriore canale, il Taglio Brenta Nova o Brentone, allo scopo di allontanare la foce del fiume dal circondario della città di Venezia. Questo si dipartiva dallo Scolo Brenta Secca all'altezza di Sambruson, e proseguiva per Prezzolo, Boion, Corte e Conche. Le vestigia degli argini del Taglio Brenta Nova rimangono, ancora oggi, in forma di un imponente terrapieno alto alcuni metri rispetto alla campagna circostante, riportato nella carta geomorfologica tra Sambruson e il Brenta attuale passando per Calcroci e Boion. Nel tratto terminale il Brenta fu immesso nel Bacchiglione, che allora scorreva lungo la direttrice dell'attuale Canale di Montalbano, e i due fiumi furono fatti sfociare assieme nella laguna sud, nel settore corrispondente all'odierna Bonifica Delta Brenta (vedi la traccia di "antico corso fluviale desunto da cartografia storica - XVI e XVII secolo" riportata nella carta geomorfologica al centro della suddetta area).

Nel 1540 si completò l'opera, spostando la foce del sistema Brenta - Bacchiglione a mare nei pressi di Brondolo, poco a sud della posizione attuale. A tal scopo furono separati nuovamente gli alvei, immettendo il Bacchiglione nel "Canal del Toro" e il Brenta nell'odierno alveo del Bacchiglione (vedi raccordo in carta geomorfologica tra Brenta e Bacchiglione), e riunendo i due fiumi solo più a valle, nei pressi di Ca' Pasqua. Seguirono ulteriori interventi sulla rete idrografica atti a garantire un migliore scolo delle acque. Questi comportarono lo spostamento del Brenta, prima nel Taglio Nuovissimo, intestato a Mira e impostato in gran parte lungo la conterminazione lagunare (1610), e poi nella Cunetta di Stra (1858), lungo il percorso seguito attualmente. Nel 1840, nel tentativo di aumentare la pendenza del fiume accorciando la lunghezza del corso, il Brenta fu fatto sfociare nuovamente in laguna sud, nella medesima area utilizzata tra il 1507 e il 1540. L'apporto sedimentario di quest'ultimo nei successivi quarant'anni fu responsabile della costruzione del delta della Bonifica Delta Brenta nella sua morfologia attuale.

Fig. 4.46. Brondolo. *Schizzo topografico della laguna e del litorale tra la Brenta e Bacchiglione e il Canal del Toro, XVIII secolo* (ASVE, Miscellanea Mappe, 63).

In quest'area erano già presenti vestigia di precedenti apparati deltizi, nella forma di dossi fluviali di Brenta e/o Bacchiglione, come quelli di Bosco Scuro (o della Fogolana) e dell'Inferno, che nella cartografia storica del XVII e XVIII secolo si allungano nella laguna. La sedimentazione del Brenta nella seconda metà del XIX secolo produsse il riempimento degli specchi d'acqua posti tra queste aree emerse e l'avanzamento del delta verso il centro del bacino lagunare. L'interramento di queste ampie fasce portò proteste e critiche al progetto tali che, nel timore che l'intera laguna di Chioggia ne avesse a soffrire, nel 1896 il Brenta fu nuovamente convogliato a mare attraverso la foce di Brondolo, dove permane attualmente.

4. V. 1. c. *L'assetto geomorfologico dell'area*

4. V. 1. c. (i) *I dossi fluviali*

(con il contributo di Sandra Primon)

Le forme che più caratterizzano questo territorio sono i numerosi dossi fluviali che si dirigo-

no 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 ed 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 loro direzioni sono riconducibili alle principali direttrici di deflusso del Brenta (fig. 4.47). 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, che tipicamente forma 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. A nord-est, infatti, fino al Sile, si estende l'ampio settore tardo-pleistocenico descritto nel capitolo 4.IV. 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 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 che corrispondono 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 Osservatorio Regionale Suolo, in corso di pubblicazione; GIANDON *et alii*, 2001), i cui risultati preliminari sono stati utilizzati nella redazione dello *Schema dei sistemi morfo-sedimentari* discusso nel capitolo 3.III (fig. 3.19). 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, 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, 1991c). 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

Fig. 4.47. 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 alii*, 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 alii*, 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 alii*, 1979); c) 2640 ± 60 a ^{14}C BP, 968-544 a.C. (LEVORATO, 2002).

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 alii*, 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 alii*, 1994; MURST, 1997; GIANDON *et alii*, 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, fino a Liettoli (fig. 4.47). 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 un dosso 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, 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, per poi piegare verso ESE parallelamente all'at-

Fig. 4.48. *Comprensorio tra la Brenta Nuova e la Laguna, da Lugo al canal di Montalban con le valli di Millecampi, di Mezzo e Cavalle di Domenico Piccoli, 1692 (ASVE, SEA, Brenta, ds. 141/b).*





tuale 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 (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 (fig. 4.48); 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.

4. V. 1. c. (ii) *I ventagli di esondazione*

Nella carta geomorfologica al piede dei dossi è spesso segnalata 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 sottorappresentazione 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 natu-

rali. 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 marcata 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 numerosi eventi di rottura degli argini delle varie derivazioni storiche del Brenta (BASSAN *et alii*, 1994; VALLERANI, 1995)

4. V. 1. c. (iii) *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 e 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.

Bisogna però 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, il cui fondo è inferiore a -2 m s.l.m. Nella carta geomorfologica essa 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 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 *megafan* di Bassano (GIANDON *et alii*, 2001; ARPAV Osservatorio Regionale Suolo, in corso di pubblicazione; si veda anche la fig. 3.19). 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 (vedi sottoparagrafo 4.V.1.d(ii)), e l'opera dell'uomo, tesa negli ultimi secoli a costringere i decorsi fluviali all'interno degli argini.

4. V. 1. c. (iv) *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 diffusamente 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 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 e 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 in un intervallo temporale posteriore alla seconda metà del I millennio a.C. (vedi anche il paragrafo 4.V.1.d(iv)) (LEVORATO, 2002; BONDESAN A. *et alii*, 2003b).

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 trae 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 dendroforme, 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. 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 diffu-

samente presenti nella porzione orientale della provincia, in corrispondenza delle antiche paludi di Loncon, in sinistra Livenza, dove hanno evidenza ben maggiore (vedi capitolo 4.I.8 in questo volume), e in prossimità dei tratti terminali dei fiumi Zero e Dese (vedi paragrafo 4.IV.2c in questo volume; sono interpretabili come canali palustri).

4. V. 1. d. *La cronologia degli eventi morfosedimentari*

4. V. 1. d. (i) *Introduzione*

Per meglio comprendere la scansione degli eventi che hanno portato alla formazione del tratto di pianura in questione è necessario inquadrare il problema nell'ambito più vasto dell'evoluzione complessiva del sistema di deposizione olocenico del Brenta.

Uno studio geomorfologico e cronostratigrafico degli ampi meandri relitti del Brenta presenti a nord-ovest di Padova suggerisce che essi siano stati attivi all'incirca tra 7000 e 5000 anni fa (CASTIGLIONI, 1982b; CASTIGLIONI *et alii*, 1987). La continuazione verso sud-est del tratto di pianura a cui questi paleoalvei afferiscono dal punto di vista genetico è delimitata a ovest dalle pendici dei Colli Euganei, a est dal Bacchiglione, nel suo tratto nord - sud tra Voltabarozzo e Bovolenta, e a sud dal sistema Canale Vigenzone - Canale di Cagnola, tributario del Bacchiglione a Bovolenta (BASSAN *et alii*, 1994; MURST, 1997). L'età di questa superficie, per estensione della cronologia degli alvei abbandonati di cui si è detto, è presumibilmente medio olocenica.

Mentre a sud del Vigenzone-Cagnola si estende un sistema morfo-sedimentario del tutto differente, quello dell'Adige (vedi lo *Schema dei sistemi morfo-sedimentari* di fig. 3.19), a est del Bacchiglione la pianura è sempre appartenente al bacino del Brenta. L'andamento della raggiera di dossi fluviali che si dipartono all'altezza di Noventa (fig. 4.47) rende palese che essa si è andata costruendo a opera di divagazioni del fiume connesse con un tracciato che passava a nord-est di Padova, per Vigodarzere e Ponte di Brenta, come avviene attualmente. Questa diret-

trice di drenaggio rappresenta la continuazione verso valle del decorso per Carturo e Piazzola, attivo già nel I millennio a.C., com'è testimoniato da alcune datazioni al radiocarbonio eseguite su tronchi di notevoli dimensioni rinvenuti in sedimenti sabbioso-ghiaiosi nei dintorni di Carturo (PELLEGRINI *et alii*, 1984) e di Piazzola (CASTIGLIONI *et alii*, 1981).

Da queste indicazioni cronologiche di massima si desume un'età tardo-olocenica per la bassa pianura posta a est del Bacchiglione, costruita dai rami del Brenta rappresentati in fig. 4.47 (FAVERO, 1989; BASSAN *et alii*, 1994).

L'area compresa nella carta geomorfologica interessa il tratto più prossimo alla laguna di questo settore del sistema del Brenta, e dunque medesima è la presunta collocazione temporale. Nei prossimi paragrafi saranno discusse alcune ipotesi relative ai periodi di formazione di alcune strutture principali. Ci si limiterà ai casi in cui, alla luce degli elementi raccolti durante la stesura della carta geomorfologica, vi siano i fondamenti conoscitivi per tale esercizio, che consiste di sovente nell'incrocio tra i dati geomorfologici e quelli archeologici (questi ultimi discussi approfonditamente nel paragrafo 4.V.2 in questo volume).

4. V. 1. d. (ii) *Il dosso di Stra e le sue ramificazioni minori*

(di S. Primon e P. Mozzi)

Unico dato riportato in letteratura in riferimento alla probabile età del dosso di Stra è quello interpretato dalla lettura della documentazione storica medievale (BRUNELLO, 1993) da cui si evince che i fiumi di risorgiva, tra cui il Tergola e il Lusore, in quel periodo sfociavano direttamente in laguna e non si immettevano, come avviene oggi, nel Naviglio Brenta. Il Brenta, tra l'altro, non viene mai citato nei documenti storici che descrivono quest'area esaminati da BRUNELLO (1993): l'attivazione di questo ramo del fiume, e presumibilmente la costruzione del dosso di Stra, sembrerebbe dunque successiva alla deviazione avvenuta nel 1143.

Favero in BASSAN *et alii* (1994) concorda con

questa ipotesi di età medievale solo per il tratto del dosso di Stra che da Mira prosegue fino a Oriago, e per il successivo segmento costituito dal dosso di Malcontenta fino a Fusina. L'Autore considera invece che il dosso di Stra a monte di Mira e la diramazione che in questa località si stacca verso sud passando per Porto Menai e proseguendo nel dosso delle Giare, erano percorsi dal Brenta in età romana e/o tardo-romana. Ciò a seguito del rinvenimento di sedimenti fluviali all'interno della laguna nell'area compresa tra Torson e il margine lagunare: due campioni di torba, prelevati in quest'area poco lontano dal sondaggio Torson (cfr. fig. 4.63), 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 alii*, 1979), e alcuni resti di tronchi trovati nelle torbe a 1 m di profondità vicino al sondaggio Bondante (cfr. fig. 4.63) sono stati datati da 1515 a 1145 anni fa (MARCELLO & SPADA, 1968; ARENA, 1959).

Dal punto di vista archeologico il fatto che le lineazioni della centuriazione di Padova nord-est giungano a ridosso del fianco settentrionale del tratto mediano del dosso di Stra, mentre a sud sono presenti i *limites*, diversamente orientati, della centuriazione posta a sud-est di Padova, pare confermare la presenza di un elemento fisico di discontinuità nel territorio già in età romana, che fungeva da confine naturale tra le due centuriazioni (vedi sottoparagrafo. 4.V.2.c.(ii) in questo volume). Tale elemento potrebbe essere stato rappresentato da un decorso del Brenta, oppure dalla semplice presenza del dosso, anche se non attivo. Infatti, oltre ad avere peculiari caratteristiche pedologiche dovute al substrato fortemente sabbioso, la presenza dell'alto morfologico del dosso di Stra costituisce un ostacolo al defluire delle acque superficiali provenienti da nord-est, e provoca importanti modificazioni nelle direzioni di scolo.

4. V. 1. d. (iii) *I dossi di Tombelle, Fossò, Vigonovo e Campagna Lupia*

In fig. 4.47 appare evidente come il sistema

dossivo Tombelle - Fossò - Vigonovo sia racchiuso tra i dossi di Stra e di Noventa, ma non si intesi in alcuna delle due strutture. Il suo isolamento è spiegabile ipotizzando che la prosecuzione verso monte sia stata obliterata dalla costruzione degli altri due dossi. In altre parole la geometria planimetrica sembra indicare che il dosso di Tombelle e le sue ramificazioni verso valle costituite dai dossi di Fossò, Vigonovo e Campagna Lupia, siano più antichi dei dossi confinanti.

L'indicazione cronologica è solo relativa ma, vista l'ubicazione delle strutture in questione, di un certo interesse. Infatti, considerando che dalle direttrici di Noventa e di Stra traggono origine tutti gli altri dossi del settore in analisi, sembra plausibile che i dossi di Tombelle, Fossò, Vigonovo e Campagna Lupia costituiscano gli elementi morfologici più antichi dell'intero tratto di pianura tra Naviglio Brenta e Bacchiglione.

4. V. 1. d. (iv) *I dossi di Boion e Arzergrande*

I dossi di Boion e Arzergrande rappresentano il tratto finale del sistema paleoidrografico che si stacca dal dosso di Stra a Noventa, e si biforca a valle di Camin (fig. 4.47). Il percorso più orientale prosegue per Saonara, per suddividersi infine nei pressi di San Angelo: il ramo settentrionale per Boion e Lova costituisce il dosso di Boion, quello meridionale per Brugine e Arzergrande il dosso di Arzergrande.

Relativamente ai periodi di attività del settore più a monte di questo sistema, fuori della carta geomorfologica, ci sono alcune indicazioni da studi precedenti. La presenza di un ponte di epoca romana nei pressi di Camin (PESAVENTO MATTIOLI, 1986) prova che, in questo periodo, il paleoalveo del Brenta posto sulla sommità del dosso sabbioso era attivo (CASTIGLIONI *et alii*, 1987). Inoltre due datazioni al radiocarbonio eseguite su tronchi sepolti a 9 m (2640 ± 70 a ^{14}C BP, 1000-625 a.C.) e 5 m (1380 ± 100 a ^{14}C BP, 450-860 d.C.) di profondità nei sedimenti alluvionali nelle vicinanze di Saonara, quindi sul ramo orientale della biforcazione, indicano che il Brenta passava di qui nella prima metà del I mil-

lennio a.C., e che interessò nuovamente l'area anche tra il V e il IX secolo d.C. (CASTIGLIONI *et alii*, 1987).

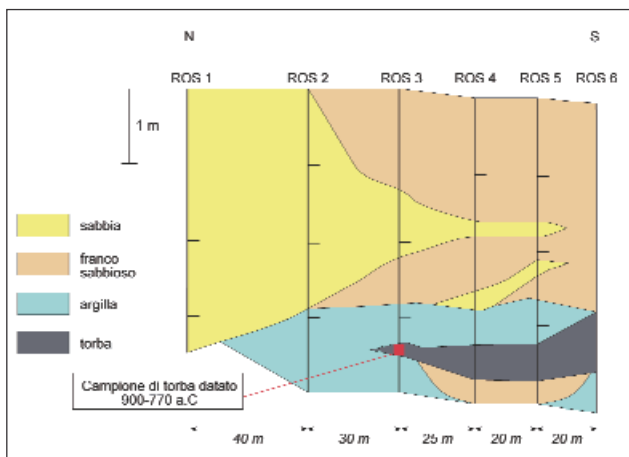
Ciò non porta necessariamente a ipotizzare un flusso stabile nell'intero intervallo, in quanto eventi di avulsioni agli snodi posti a monte di Noventa e di Saonara potrebbero avere attivato e disattivato svariate volte sia il tratto Noventa - Camin, sia quello Saonara - San Angelo. È comunque un'indicazione che i dossi di Boion e Arzergrande, posti a valle di Saonara a costituire le porzioni terminali di questo sistema dossivo, possono essere stati attivi in questo arco temporale.

Relativamente al dosso di Boion, la presenza di un importante santuario veneto antico presso Lova, di un'imbarcazione monossile e di attestazioni di frequentazione dell'Età del Ferro suggeriscono l'esistenza di un corso d'acqua importante nel I millennio a.C., che legava questo settore con l'entroterra patavino e correva presumibilmente lungo tale dosso (paragrafo 4.V.2.b.(ii) in questo volume).

In prossimità della terminazione settentrionale del dosso di Arzergrande è disponibile una datazione radiometrica, riportata nella carta geomorfologica. Essa è stata eseguita su sedimenti torbosi presenti a 3-4 m di profondità dal piano campagna, campionati mediante trivellata manuale nell'ambito di un transetto di sondaggi trasverso a un paleoalveo di Brenta (LEVORATO, 2002; BONDESAN A. *et alii*, 2003b). L'età ^{14}C dei resti organici costituenti la torba è 2640 ± 60 a ^{14}C BP, età calibrata 968-544 a.C.

In fig. 4.49 si può osservare la stratigrafia del transetto. All'estremità settentrionale è presente un corpo sabbioso caratterizzato da granulometrie decrescenti verso l'alto da sabbie medie a fini. Tale strato ricopre delle argille limose contenenti la lente di torba; quest'ultima, a sua volta, poggia su sabbie fini limose. Lateralmente lo strato sabbioso superficiale si interdigita con sabbie fini limose. Dalla stratigrafia dei depositi alluvionali si desume la seguente sequenza di episodi sedimentari: a) sedimentazione argilloso-limosa in ambiente di piana di esondazione; b) messa in

Fig. 4.49. Profilo stratigrafico trasversale a un paleoalveo che si diparte dalla terminazione settentrionale del dosso di Arzergrande, nei pressi di Rosara di Codevigo (PD). La sezione, basata su sondaggi manuali, intercetta la metà meridionale del paleoalveo (da BONDESAN A. *et alii*, 2003b, modificata).



posto del corpo sabbioso limoso inferiore, apparentemente incastrato nelle argille limose; c) formazione delle torbe, in una lieve depressione al tetto delle sabbie; d) ripresa della sedimentazione argilloso limosa di esondazione; d) deposizione del corpo di canale sabbioso, che in superficie corrisponde approssimativamente alla traccia del paleoalveo osservato nelle foto aeree; esso si interdigita con i depositi sabbioso limosi di barra laterale e/o di esondazione prossimale presenti nella metà meridionale del transetto. È probabile che lo strato sabbioso al tetto della sequenza abbia base erosiva.

Da quanto detto, la datazione al radiocarbonio indica l'età di ripresa della sedimentazione nella piana di esondazione, prima della messa in posto del paleoalveo in superficie. Questi primi apporti sedimentari potrebbero riflettere le fasi iniziali di formazione del dosso di Arzergrande, che risulterebbero dunque coeve con i deflussi testimoniati in questo stesso periodo a monte, presso Saonara. Il paleoalveo è ubicato sulla prosecuzione del dosso di Arzergrande, fatto che rappresenta una buona indicazione del legame genetico intercorrente tra le due forme; si è però presumibilmente formato in concomitanza con le fasi terminali di attività del dosso, dato che costituisce l'ultimo evento sedimentario nell'area. Si ricorda che sul dosso di Arzergrande ci sono molte testimonianze archeologiche che

attestano la presenza di un importante corso d'acqua, presumibilmente un paleo-Brenta, in epoca romana imperiale (sottoparagrafo 4.V.2.c. (i) in questo volume).

4. V. 1. d. (v) *Schema cronologico riassuntivo dei percorsi antichi del Brenta*

(di S. Primon, P. Furlanetto e P. Mozzi)

In questo paragrafo conclusivo 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 alla ripresa della sedimentazione nella piana di esondazione antistante la terminazione del dosso di Arzergrande. 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 (par. 4. VII. 5), 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 - II secolo d.C.).

4. Alcune datazioni al radiocarbonio testimoniano lo sfociare di un corso d’acqua in laguna nella zona situata tra Torson e il margine lagunare in un periodo compreso tra 89-531 d.C. e 688-1025 d.C. (PIRAZZOLI *et alii*, 1979). Questo suggerisce l’esistenza di periodi di attività del dosso di

Stra in epoca romana/tardo-romana e alto-medievale; le acque del Brenta si potevano riversare in laguna attraverso le diramazioni costituenti il dosso di Lugo e il dosso delle Giare.

Inoltre, il tratto centrale del dosso di Strà funge da elemento separatore tra le centuriazioni poste a nord-est e a sud-est di Padova. Questo fatto suggerisce che il dosso, fosse esso attivo o non attivo, costituiva un elemento di discontinuità morfologica nella pianura al momento della definizione degli agri centuriati.

5. Il tratto finale del dosso di Stra tra Mira e Oriago e la sua prosecuzione per Fusina (dosso di Malcontenta) sembrano essersi originati solo in epoca medievale, successivamente alla deviazione del Brenta avvenuta nel 1143.

4. V. 2. LE DIRETTRICI FLUVIALI E LAGUNARI DELL’AREA CENTRO-SUD IN EPOCA ANTICA: UNA PROPOSTA DI LETTURA ARCHEOLOGICA

di Paola Furlanetto

4. V. 2. a. Premessa

Meduacus citano LIVIO (*Ab Urbe condita*, X, 2) e STRABONE (*Geografia*, V, 1, 7, 213-214), *Meduaci duo* menziona PLINIO (*Naturalis Historia*, III, 120-121), *Mino* e *Maio Meduaco* sono indicati nella *Tabula Peutingeriana* e negli itinerari tardi: tanti sono i nomi del Brenta in età antica riportati dalle fonti classiche. Tanti, molti di più, sono i dossi, messi in luce dalla fotointerpretazione, a cui corrispondono antichi percorsi fluviali, tante le deviazioni fluviali a cui il fiume è stato sottoposto a partire dal XVI secolo; sono invece estremamente rare le indicazioni cronologiche e quindi risulta difficile una sicura attribuzione cronologica delle varie direttrici. L. Bosio, il primo a occuparsi del percorso del fiume in epoca antica e a cui fanno ancora riferimento tutti gli studiosi che hanno affrontato la questione, identificava nel Brenta il *Meduacus* di Livio e Strabone e ne indicava i vari tracciati (BOSIO, 1967; 1976; 1981; 1983; 1984; 1987; 1994). Sulla base della menzione della *Tabula Peutingeriana*

Fig. 4.50. I deflussi del *Meduacus Maior* e *Minus* in epoca antica secondo BOSIO (1976; 1994).

ipotizzava la presenza di due rami del Brenta in epoca antica. Il fiume a valle di Padova si biforcava in due tracciati: il *Meduacus Maior*, odierno Naviglio Brenta, che a sua volta si sarebbe diviso in due rami, un ramo riconoscibile nel fiume che passava per l'Abbazia di San Ilario e un altro che da Sambruson usciva in laguna a oriente di Lugo; il *Meduacus Minor* che per Camin e Saonara sarebbe uscito in laguna con un ramo a Lova e con un altro a Arzergrande (fig. 4.50). Tutti gli autori successivi (ROSADA, 1980; ROSADA 2001; PESAVENTO MATTIOLI, 1984; 2002; VIOLANTE, 1994; CAPUIS, 1994; 2003; BRACCESI, 1990; BONETTO, 2003) confermano sostanzialmente questa ipotesi che vede contemporaneamente attivi quattro rami dello stesso fiume in un arco cronologico compreso tra l'età pre-romana e quella tardo

romana (fig. 4.50). MARCHIORI (1986) precisa il percorso di un ramo del *Meduacus Maior* da Porto Menai, via Bastie di Dogaletto e abbazia di San Ilario; FAVERO (1989) propone il dosso delle Giare come percorso del *Meduacus Maior*; CAPUIS (1994) e VIOLANTE (1994), pur confermando l'ipotesi di Bosio dei due rami, *minor* e *maior*, indicano nel *minor*, per Lova, forse un ramo del fiume che collegava Padova al margine lagunare in epoca paleoveneta (fig.4.50). In questa sede sono state analizzate e sottoposte a verifica incrociata tutte le informazioni relative a ciascun dosso messo in luce dalla fotointerpretazione. La lettura e il confronto incrociato dei dati archeologici, geomorfologici e cartografici, per la prima volta disponibili insieme nella carta geomorfologica, hanno permesso di individuare



alcune direttrici fluvio-lagunari riferibili a probabili percorsi attivi in epoca antica. Di ciascuna di esse si propone il nome delle fonti attribuito dagli studiosi, il percorso in terraferma e in laguna, le caratteristiche geomorfologiche, le indicazioni cronologiche e un possibile confronto con le indicazioni offerte dalle fonti. Lettura e interpretazione sono frutto di un lavoro e di una discussione comuni, che hanno coinvolto sempre tutto il gruppo di lavoro, e che per quest'area in particolare sono il risultato della collaborazione con Aldino Bondesan, Paolo Mozzi e Sandra Primon.

4. V. 2. b. *I percorsi fluviali e lagunari dell'età del Ferro (IV-I secolo a.C.)*

4. V. 2. b.(i) *Il dosso di Tombelle, Fossò, Vigonovo e Campagna Lupia*

I dossi di Tombelle, Fossò, Vigonovo e Campagna Lupia nella carta geomorfologica risultano non connessi con i dossi di Stra e Noventa e per questo vengono considerati come «gli elementi morfologici più antichi dell'intero tratto di pianura tra Naviglio Brenta e Bacchiglione» (vedi sottoparagrafo 4.V.1.d.(iii) in questo volume). Scarse le evidenze archeologiche riferibili all'età pre-romana lungo il dosso: si tratta di materiali genericamente attribuiti all'eneolitico, recuperati e poi dispersi a Campogorato (sito 509), e di reperti, attribuibili all'età del Ferro, come una paletta votiva rinvenuta a Sarmazza (sito 498) e i bronzetti votivi a figura umana, rinvenuti a Vigonovo (sito 499) e Fossò (sito 505), tipologicamente simili a quelli rinvenuti lungo il dosso di Boion e a Lova, isolati e solitamente interpretati come indiziari della presenza di un corso d'acqua (vedi sottoparagrafo 4.V.1.b.(ii) in questo volume).

4. V. 2. b.(ii) *Il dosso di Boion*

Il dosso di Boion (vedi sottoparagrafo 4.V.1.d.(ii) in questo volume; fig. 4.47) rappresenta il tratto finale del percorso che da Noventa-Camin-Saonara si dirige a Sant'Angelo - Boion - Lova, sicuramente attivo, almeno per il tratto Noventa-

Camin-Saonara, a partire dal IX secolo a.C., come provano evidenze archeologiche e datazioni al radiocarbonio (CAPUIS, 1994; PESAVENTO MATTIOLI, 1984; 1986; 1987; CASTIGLIONI *et alii*, 1987). I dati archeologici sembrano indicare la presenza, in epoca protostorica e più precisamente nell'età del Ferro, di un ramo del Brenta lungo il dosso di Boion. Rimane per ora isolato e non facilmente attribuibile con sicurezza a una attivazione del corso d'acqua a quest'epoca il ritrovamento a Boion (sito 530) di materiali ceramici riferibili a un insediamento databile all'età del Bronzo medio-recente (BIANCHIN CITTON, 1994; SALERNO, 2002), in seguito a lavori di sistemazione agricola e a raccolte di superficie da aratura. Un'imbarcazione monossile è stata trovata nello scolo Cornio Vecchio nei pressi di Lova nel 1880, alla profondità di -2,45 m dal livello marino e a circa 1 m sotto il livello di epoca romana (sito 531). L'imbarcazione, ricavata da un tronco di quercia, risulta di difficile attribuzione cronologica a causa della lunga continuità di utilizzo di questo tipo di imbarcazioni, dalla preistoria al medioevo (MEDAS, 1996): datata da LEONARDI (1941) all'età preistorica o protostorica, considerando la quota del rinvenimento, potrebbe essere riferibile all'età del Ferro, per similitudine con le imbarcazioni rinvenute in laguna e datate in base al ^{14}C al V-IV secolo a.C. (CANAL, 1998). Sicuramente all'età del Ferro riportano invece alcuni bronzetti rappresentanti guerrieri a cavallo schematici e di rozza fattura, databili al V-IV secolo a.C., rinvenuti sempre lungo il dosso a Boion (sito 529) e a Lova nei pressi della chiesa (sito 538). Si tratta di ritrovamenti isolati, da raccolta di superficie, che gli studiosi attribuiscono a stipi votive di carattere familiare, a luoghi di culto cioè solitamente ubicati presso corsi d'acqua (TOMBOLANI, 1976; PASCUCCI, 1990; CAPUIS, 1994; ZAGHETTO, 1992a; 1992b).

La fattura dei bronzetti richiama una produzione patavina e fornisce un'ulteriore conferma della presenza di un corso d'acqua e dell'esistenza di un collegamento fluviale, probabilmente attivo nell'età del Ferro, tra i siti prossimi al mar-

Fig. 4.51. Bronzetto votivo di epoca pre-romana rinvenuto a Lova nei pressi del santuario.

gine lagunare, situati lungo il dosso, e Padova. Alla presenza di un corso d'acqua e, secondo gli studiosi, probabilmente a un ambiente di foce, riporta anche il santuario (sito 533), solo parzialmente scavato nei pressi dell'idrovora del Cornio di Lova e situato poco più a nord del prolungamento del dosso di Boion (BONOMI, 1995; 2001; BONOMI & VERONESE, 1991). Si tratta di un complesso monumentale, databile alla piena età augustea, il cui schema architettonico «sembra riconducibile ai modelli ellenistici di santuari legati alle acque, applicati poi al mondo romano» (BONOMI, 2001, p. 248). La presenza di un santuario o almeno di un'area di culto anche nell'età



del Ferro è per ora documentata solamente dal ritrovamento, precedente lo scavo e in una zona prossima a un pozzo, di un centinaio di bronzetti votivi a figura umana (fig.4.51), devoti e guerrieri a cavallo, databili al IV-II secolo a.C., tipologicamente simili a quelli rinvenuti sul dosso di Boion e su quello di Campagna Lupia (vedi sottoparagrafo 4.V.b.(i) in questo volume), a Padova (TOMBOLANI, 1976) e a nord della città in un santuario localizzato a Altichiero-Santa Eufemia, nei pressi di un'ansa del corso del Brenta, probabilmente attivo durante l'età del Ferro e romana (LEONARDI, 1992b; ZAGHETTO, 1992a). E sempre a Padova riporta anche la tipologia del materiale fittile, ad esempio le *antefisse*, rinvenuto durante lo scavo (BONOMI, 2001). La deliberata e radicale spoliazione a cui pare sia stata sottoposta l'area e i materiali databili non oltre l'età augustea hanno fatto ipotizzare una deliberata e altrettanto misteriosa distruzione del santuario all'inizio del I secolo d.C.

4. V. 2. b. (iii) *Il percorso endolagunare da Lova a Malamocco*

Canale de Lova sive canale Cornii, seu canale Maggiore (...) et canale vocato Fossamalla, «il canale di Lova, il canale Cornio, il canal Mazor, il canale chiamato Fossa Mala...» così menzionano nella sentenza XXIX i giudici del Piovego nel 1296 (FERSUOCH, 1995, p. 19) la via d'acqua in laguna, che grazie alla georeferenziazione della carta di Nicolò dal Cortivo del 1534 (ASVE, SEA, Laguna, ds. 3, IMAGO 80) è stato possibile cartografare nella carta geomorfologica, almeno in parte, in diretta prosecuzione dell'attuale rio Cornio in uscita nei pressi dell'idrovora di Lova. La sentenza richiama la Fossa Malla che, oggi scomparsa e cancellata dal Canale dei Petroli, è ancora visibile in carte storiche, una del Sabbadino (ASVE, SEA, Laguna, ds. 9, IMAGO 83) e l'altra di un anonimo a lui contemporaneo dove viene raffigurata come canale con sbocco in laguna nella *sacha de Lama*, a ricordo di una foce (ASVE, SEA, Laguna, ds. 36; ASVE, Miscellanea Mappe 354; ASVE, SEA, Laguna, ds. 3, IMAGO 80; ASVE, SEA, Laguna,

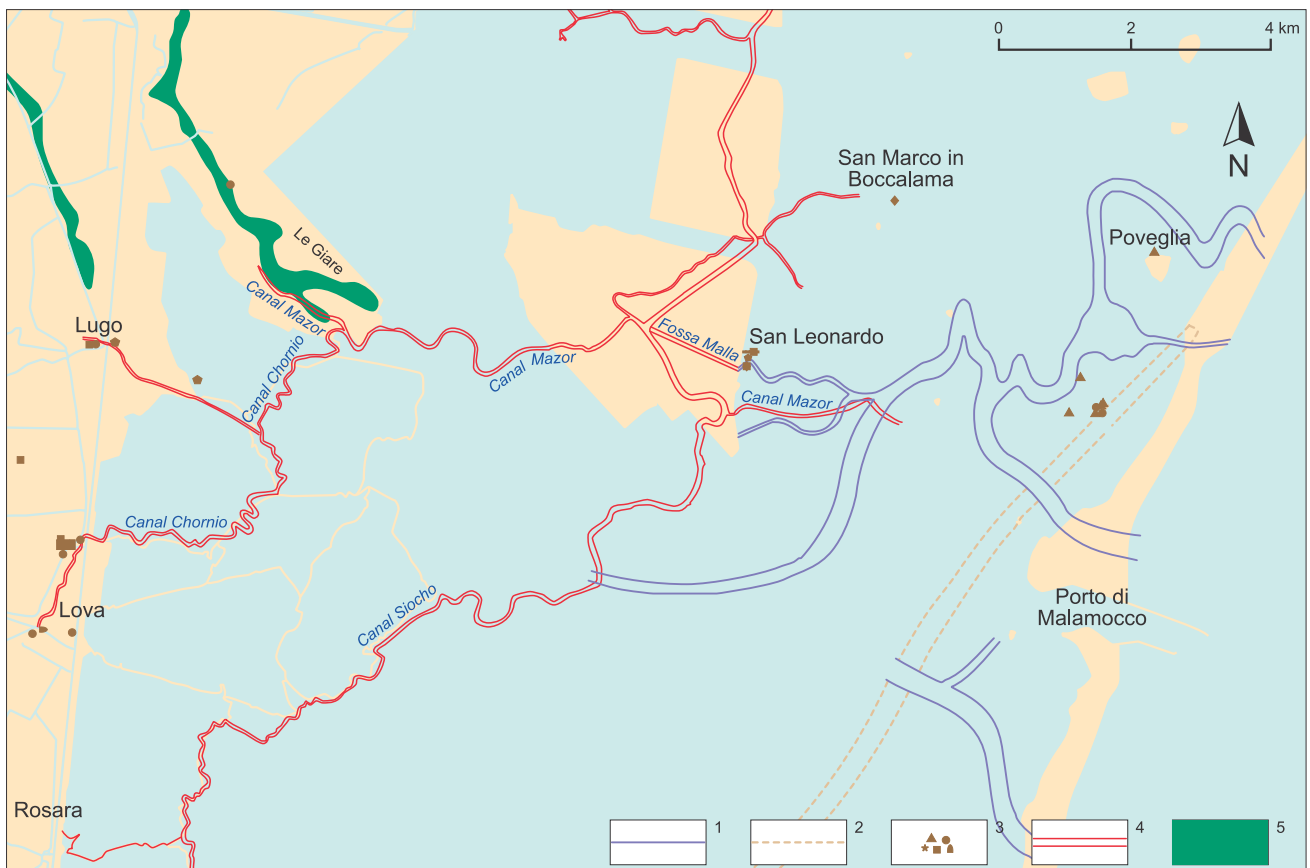
Fig. 4.52. Settore della laguna, con la città, le isole di san Giorgio in Alga, Sant'Angelo di Concordia, San Marco di ?. Settore del Brenta con Fusina, San Ilario, Oriago, Gambarare di Nicolò dal Cortivo, 1540 (ASVE, SEA, Laguna, ds. 5).



Fig. 4.53. I percorsi lagunari di epoca pre-romana e romana nella laguna di Venezia centro - meridionale.

ds. 5, IMAGO 156; Nicolò dal Cortivo, fig. 4.52). Il canale di Fossa Mala metteva quindi in contatto diretto il canale di Lova, il Cornio, il Canal Mazor con l'area dove sorgeva il monastero, ora sommerso, di San Leonardo in Fossa Mala, sito nel quale sono stati trovati un numero considerevole di reperti ceramici attici, databili al IV secolo a.C. (FERSUOCH, 1995; CANAL, 1998; sito 880). L'analisi (gentilmente messa a disposizione da E. Canal, inedita) di campioni di sabbie, uno dei quali rinvenuto all'interno di un reperto archeologico del IV secolo a.C., rivelano che la zona è stata oggetto di importanti trasformazioni ambientali in epoca antica: l'area era soggetta nel IV secolo a.C. all'influenza del Brenta, le analisi confermano infatti la presenza di sabbie del

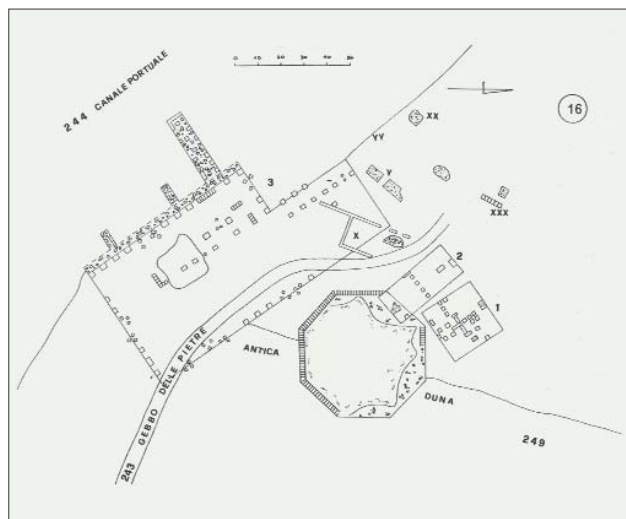
fiume, ed era caratterizzata da barene. Nei secoli successivi, un'ingressione marina è probabilmente la causa della conseguente sommersione dell'area, sorte comune a tanti siti lagunari e confermata a San Leonardo da una cesura abitativa documentata tra il III secolo a.C. e il VI d.C. (CANAL, 1998). I sedimenti riferibili a una nuova occupazione antropica databile al VI secolo d.C. documentano un'ambiente antropizzato completamente mutato: le sabbie sembrano provenire dal litorale con il quale il sito era probabilmente collegato attraverso un canale. Sabbie del Brenta sono state trovate nell'area di Malamocco; al fine di individuare il percorso dell'antico alveo del Brenta sono state effettuate da parte di E. Canal numerose sezioni realizzate attraverso un



Legenda: 1) paleoalveo del Brenta (CANAL, 1998); 2) linea di costa di età pre-romana (CANAL, 1998); 3) siti archeologici di epoca preromana e romana; 4) paleidrografia desunta da cartografia storica; 5) dossi del Brenta.

Fig. 4.54. Rilievo dei resti archeologici rilevati a Malamocco nei pressi dell'Ottagono Abbandonato (da CANAL, 1998).

migliaio di carotaggi a debole profondità lungo un allineamento trasversale al probabile corso del fiume (CANAL, 1998). L'analisi dei sedimenti, eseguita da V. Favero e P. Jobstraibizer presso l'Università di Padova, ha confermato la presenza di sabbie del Brenta e permesso di identificare e ricostruire il probabile percorso antico del paleo-Brenta, in laguna in epoca antica, che viene riportato in carta geomorfologica (fig. 4.53). Il fiume attraversava la laguna e sfociava in mare attraverso numerosi rami: un ramo si dirigeva verso la località Ca' Bianca a nord di Poveglia, un altro raggiungeva Alberoni, a poca distanza dall'attuale Bocca di porto di Malamocco, un ramo minore si dirigeva verso San Leonardo in Fossa Mala. Le analisi hanno evidenziato anche la presenza di un canale salso, non di origine fluviale, che "tagliava" il litorale tra le località Malamocco e Alberoni e attraversava la Palude nei pressi dell'Ottagono abbandonato. L'Ottagono è un'isola artificiale costruita nel 1572 per scopi militari di cui si conservano attualmente solo in parte le mura difensive (figg. 3.32 e 3.33). Fu costruito con uno strato di riporto di argilla di almeno 1,50 m di spessore, sopra al quale si edificò il terrapieno difensivo (altezza 3 m) con materiale quasi sicuramente proveniente dallo scavo del canale prossimo alla struttura e che ha probabilmente intaccato strati archeologici di epoca romana, come sembra indicare la straordinaria presenza di reperti archeologici negli strati compresi da 0,70 a +1 m sul l.m.m. Sondaggi e ricerche effettuate da Canal hanno messo in luce la presenza di un'antica fascia sabbiosa rilevata a circa 3 m di profondità, già individuata da FAVERO & SERANDREI BARBERO (1980) e identificabile con il relitto di un'antica linea di costa, più interna rispetto all'attuale, che si sviluppava lungo la direttrice Motte Cucco (Po) - Isola Val Grande, proseguiva lungo l'allineamento delle isole Ottagono degli Alberoni e Ottagono Abbandonato e terminava lungo la riva del canale prospiciente l'abitato attuale di Malamocco. Questa antica linea di costa, limite della laguna in epoca preromana, sarebbe stata



superata nel 500 a.C. dall'allineamento attuale (fig. 4.53). Siti archeologici sono stati individuati in prossimità dell'antica linea di costa, individuata da Canal e cartografata nella carta geomorfologica, e lungo il canale che Canal identifica come «canale portuale artificiale di acqua salmastra» nei pressi dell'Ottagono abbandonato. E proprio in un'area prossima all'opera difensiva sono state rilevate le tracce insediative più antiche riferibili a strutture lignee di fondazioni probabilmente pertinenti a edifici databili in base ai materiali recuperati e ad analisi al radiocarbonio al IV secolo a.C. (siti 883, 885).

In un'epoca successiva, fine I secolo a.C.-IV secolo d.C., è documentata una parziale ristrutturazione insediativa dell'area già occupata che analisi sedimentologiche indicano come terra emersa e coltivata in epoca romana. Gli edifici individuati sono stati interpretati (siti 881, 882, 885, 886) dallo stesso scopritore come strutture e magazzini afferenti al porto antico del fiume, il *Meduacus*, citato da STRABONE (*Geographia*, V, I, 5, 212) e probabilmente localizzabile proprio in quest'area. Riveste particolare importanza l'edificio di epoca romana corrispondente al sito 883: si tratta di un edificio di grandi dimensioni a pianta quadrangolare, prospiciente il canale salso e sorretto internamente da pilastri, che

mostrava sul lato esterno tre banchine di approdo (fig. 4.54).

Altri ritrovamenti archeologici riguardano l'isola di Poveglia, nei pressi di un ramo del paleo-Brenta, individuato da Canal: a 40 m dall'isola sono stati individuati resti di strutture riferibili a un edificio di epoca romana (sito 888).

4. V. 2. c. *I percorsi fluviali e lagunari in età romana*
4. V. 2. c. (i) *Il dosso di Arzergrande: Medoacus Minor, Il ramo* (BOSIO, 1967)

Il dosso di Arzergrande costituisce la parte terminale del dosso che si stacca a valle di Camin e si dirige verso Saonara, Sant'Angelo, Brugine, Arzergrande; nei pressi di Codevigo si divide in due rami, un ramo prosegue verso Rosara e entra in laguna nei pressi del Casone della Morosina, l'altro si dirige verso sud-est fino alla località della Fogolana. La presenza del Brenta lungo questa direttrice in epoca antica viene confermata dalla datazione al radiocarbonio 968-544 a.C., fornita dai sedimenti torbosi sottostanti un paleoalveo nei pressi della Fogolana (BONDESAN A. *et alii*, 2003b; vedi sottoparagrafo 4.V.1.d.(iv) in questo volume). Risultano totalmente assenti i ritrovamenti archeologici relativi a epoche pre-romane lungo il dosso di Arzergrande e nelle aree circostanti. Si rivela di grande interesse, ma di difficile interpretazione la documentazione archeologica relativa all'epoca romana, frutto di recuperi ottocenteschi e per la maggior parte priva di contesto (ROSADA, 1980). Merita di essere ricordata la descrizione di Filiasi del ritrovamento a Vallonga, nel 1800, di «un piano formato di grossi macigni dei monti euganei, grosso 3 piedi per quanto scavarono, ma molto più se avessero voluto proseguire lo scavo», e altrove di «una palificata continua e bellissima con una simile di fronte e parallela, il vano tra ambedue riempito essendo di ghiaia». La presenza di blocchi di pietra e di pali interpretata dallo stesso Filiasi come «immensi lavori in somma e arginature sono quelle per difendere un qualche vico e le campagne dalle rotte del Brenta nell'epoca romana, poiché lì presso trovarono pure urne

cinerarie e monete romane» (FILIASI, 1811, p. 173), richiama la tecnica di costruzione di opere di arginatura di epoca romana rilevate da CANAL (1998) nella laguna nord, di marginamenti di sponda, pre-romani e romani, e di banchine fluviali recentemente scavate nei pressi di paleoalvei, a Padova, Este e nella zona tra Sile e Piave (BALISTA, 1998; BALISTA *et alii*, 2001; CIPRIANO & SANDRINI, 2001). E doveva trattarsi di una arginatura di ragguardevoli dimensioni se, distante da essa due miglia e mezza, sembrava proseguire verso la laguna. Molti i materiali recuperati a Vallonga (siti 606 a-b; 478) nel secolo scorso, privi di dati di scavo e contesto, la maggior parte dei quali rinvenuti in prossimità del canale Brentella che attraversa in direzione ovest-est il paese, ma tutti estremamente importanti: elementi architettonici, rocchi e basi di colonna, capitelli, elementi di decorazione architettonica, stele e monumenti funerari, elementi di condutture, frammenti di mosaico. I materiali riportano a complessi monumentali e necropoli, del tutto rari in territori centuriati che richiamano invece un insediamento di tipo non rurale, quasi «urbano», di cui ignoriamo totalmente *status* giuridico, caratteristiche urbanistiche ed estensione, identificabile forse nel famoso *Portus Aedro* citato da Plinio, e localizzato dagli studiosi proprio in quest'area (ROSADA, 1980; 2003; BOSIO, 1967). Sempre a un centro amministrativamente autonomo e alla presenza di un fiume nella zona riporta anche l'iscrizione descritta dal Mommsen nel *Corpus Inscriptionum Latinarum*, rinvenuta a Vallonga e dispersa (CIL, V, 2878), che menziona un quattuorviro patavino che, durante la sua carica, restaurò a sue spese ponti e sistemò strade.

Altri ritrovamenti sono localizzati lungo il dosso anche nella zona di Arzergrande (sito 607), non localizzabili precisamente, dove alla fine del 1800 si «dissotterrarono», senza altre indicazioni di ritrovamento, (VALENTINELLI, 1851) moltissimi frammenti lapidei, rocchi di colonne, elementi architettonici, capitelli e forse basoli di strade. Altri ritrovamenti a Codevigo e Rosara (sito 608; CAPUIS *et alii*, 1994, F.65, 19, 20) non sono meglio

interpretabili, ma costituiscono attestazioni della presenza romana sul dosso in direzione ovest-est fino al margine lagunare. Il materiale edito e di cui siamo a conoscenza (ROSADA, 1980; LACHIN, 2003) non sembra databile oltre il II secolo d.C. I dati a nostra disposizione non consentono di confermare una effettiva rarefazione insediativa, che sembra caratterizzare l'intero percorso dal III secolo d.C.; lo spopolamento, peraltro documentato e comune a vaste aree della pianura padana a partire dal III secolo d.C., potrebbe forse essere messo in relazione con la fase iniziale della disattivazione del fiume, ipotizzata anche da alcuni autori (FAVERO, 1991c).

Il percorso endolagunare del dosso di Arzergrande

La cartografia storica non offre indicazioni su un possibile percorso endolagunare in diretta prosecuzione con i due rami attraverso i quali il fiume usciva in laguna, ma segnala la presenza, nel XVI-XVII secolo, di alcune forme rilevate e identificate con il nome di "dosso" in corrispondenza dello loro sbocco in laguna (vedi sottoparagrafo 4.VII.2. in questo volume). La documentazione archeologica, totalmente assente nella carta geomorfologica, sembra corrispondere più a una carenza documentaria che a una effettiva assenza insediativa se ricerche effettuate da Canal e dal gruppo *Mino Meduaco*, tuttora inedite, nell'area lagunare prospiciente l'uscita del fiume in laguna rivelano presenze insediative di epoca romana, non meglio interpretabili. Neanche Plinio contribuisce a chiarire la situazione quando, descrivendo l'apparato di delta del Po, afferma *sicut Aedronem Meduaci duo ac Fossa Clodia*, «così come i due *Meduaci* e la fossa Clodia formarono il porto di Edrone» (PLINIO, *Naturalis Historia*, III, 120-121. ROSADA, 2003). Se sembra plausibile riconoscere i due *Meduaci* nei due rami in cui si biforcava il fiume dopo Codevigo, i rami della Fogolana e di Casone Morosina, non è possibile collocare la *fossa Clodia*, una fossa artificiale *per transversum*, scavata trasversalmente all'asta di deflusso del fiume (tali manufatti erano solitamente costruiti dai romani come scolmatore delle acque dei fiumi), nè tan-

to meno sembra possibile identificare il luogo dove i due rami del fiume e la fossa Clodia formavano il porto di Edrone. *Fossa Clodia* richiama il nome Chioggia (PELLEGRINI, 1976), che in questo modo viene anche riportata nelle mappe cinquecentesche e da cui provengono testimonianze archeologiche di epoca romana di difficile lettura e interpretazione: iscrizioni funerarie prive di contesto e spesso di reimpiego (CAPUIS *et alii*, 1994, F.65, p. 116, 36.1; 36.2; 37.2), monumenti funerari lapidei provenienti dalle fondazioni della cattedrale (sito 572), molte monete, databili al I-II secolo d.C., possono essere letti per ora solo come sicure testimonianze della presenza di epoca romana in quest'area, sicuramente emersa e probabilmente prossima alla linea di costa.

4. V. 2. c. (ii) *Il dosso di Stra: Medoacus Maior* (BOSIO, 1967)

L'ultima direttrice naturale del Brenta coincide con l'ampio dosso sabbioso presente da Stra, per Dolo, Mira fino a Oriago, attualmente attraversato dal canale artificiale Naviglio Brenta. Molti i dossi minori, che si staccano dal fianco meridionale del dosso di Stra e che potrebbero essere stati attivi in età romana: il dosso di Sambruson, Lugo, il dosso delle Giare, il dosso di Porto Menai, San Ilario, il dosso di Mira Porte. Non ci sono conferme cronologiche circa l'inizio e l'attivazione del dosso di Stra, le più antiche testimonianze archeologiche sono sporadiche ed estremamente labili: si tratta del ritrovamento a Villa Pisani a Stra, lungo il corso del Brenta, di una spada databile all'età del Bronzo (sito 481), la cui presenza è solitamente interpretata come offerta votiva legata ai corsi d'acqua (BIANCHIN CITTON & MALNATI, 2001). Tracce insediative e un'arginatura lignea, non meglio precisabili rinvenute nei pressi della fornace Val d'adige a Sambruson, sono state attribuite a epoca preistorica e sono riferibili all'età del Bronzo (sito 476). L'unica testimonianza archeologica relativa all'età romana si riferisce a un altare funerario a bucrani e ghirlande rinvenuto sempre lungo il Brenta a Villa Pisani a Stra (sito 482). L'analisi

della centuriazione sembra indicare la presenza di un elemento di discontinuità nel paesaggio fisico di età romana in corrispondenza del dosso di Stra. Infatti, tracce sul terreno di antichi *limites*, diversamente orientati e pertinenti, rispettivamente, alle centuriazioni di Padova nord-est (MENGOTTI, 1979; 1984a) e Padova sud-est (PESAVENTO MATTIOLI, 1984), sembrano arrestarsi proprio in prossimità del dosso, a nord e a sud, come evidenziato anche dalle elaborazioni di immagini telerilevate (MARCOLONGO *et alii*, 1978; BAGGIO & PRIMON, 2000). Tale elemento di discontinuità potrebbe essere rappresentato o da un dosso relitto formatosi precedentemente o da un dosso ancora percorso da un fiume che, sorta di confine naturale e in perfetta aderenza con le prescrizioni dei gromatici, non era centuriato.

La diramazione Sambruson - Lughetto - Lugo: Meduacus maior, I ramo (BOSIO, 1967)

Non forniscono alcuna conferma dell'attività di questa diramazione i ritrovamenti archeologici riferibili a contesti insediativi e databili al I-II secolo d.C. a Sambruson e a Lugo (siti 477, 478, 479, 517, 518, 519); di essi si può solo sottolineare la disposizione, allineati sopra e lungo il dosso fino all'idrovora di Lugo, e il loro ritrovamento in superficie.

La diramazione Porto Menai - Le Giare: Meduacus Maior (FAVERO, 1989)

Risulta estremamente scarsa la documentazione archeologica, riferibile al I-II secolo d.C., a Porto Menai e in località le Giare (siti 483, 484, 515), lungo il dosso indicato da FAVERO (1989) come il più importante percorso fluviale del Brenta in epoca romana, ancora riconoscibile entro il margine lagunare, «dove i fondali sabbiosi formano un netto contrasto con i limi lagunari». L'analisi dei sedimenti lagunari intercalati a depositi di ambiente fluviale e le datazioni al radiocarbonio (89-531 d.C. e 688-1025 d.C.) sembrano indicare la presenza di un fiume, che a partire dall'epoca romana e/o tardo romana si sarebbe riversato in laguna, nell'area compresa tra il comprensorio ilariano (Bondante) e quello di Lugo (Torson) (PIRAZZOLI *et alii*, 1979; FAVERO

& SERANDREI BARBERO, 1980; FAVERO, 1991c; BASSAN *et alii*, 1994, vedi sottoparagrafo 4.V.1.d.(iv) in questo volume).

La diramazione Porto Menai - Dogaletto - San Ilario: Meduacus Maior, II ramo (BOSIO, 1967; MARCHIORI, 1986)

Questa diramazione si stacca dal dosso di Stra per proseguire verso Piazza Vecchia di Gambarare e Dogaletto, dove secondo MARCHIORI (1986) e FAVERO (1989), si univa alle tracce di un paleoalveo, proseguiva verso la zona dove sorgeva l'abbazia di San Ilario e da qui, oltre il margine lagunare, lungo l'Avesa, dove sono presenti depositi di sabbie del fiume. In realtà osservando la carta geomorfologica non sembrano così sicuri il collegamento pubblicato da MARCHIORI (1986, figg. 2, 3) tra questo dosso e le tracce estremamente ridotte del paleoalveo, il passaggio nei pressi dell'abbazia e la sua prosecuzione oltre il margine lagunare. In carta geomorfologica sembra piuttosto che sia il dosso che si stacca da Mira Porte a essere in relazione con un paleoalveo che risulta passare proprio a sud dell'area dell'abbazia di San Ilario. FERSUOCH (1995), nella restituzione territoriale riferibile a epoca medievale di quest'area, in base a documenti d'archivio e alla cartografia storica, indica il percorso del Brenta di Oriago nel Boso, Bottenigo, Cason e sposta la foce del Brenta di Oriago a nord di Lizzafusina, in corrispondenza della Punta dei Lovi (ASVE, SEA, Laguna, ds. 41; XVII secolo, IMAGO 157, fig. 2.24; ASVE, SEA, Brenta, ds. 1, IMAGO 192; ASVE, SEA, Relazioni Periti, ds. 1, XVIII secolo, IMAGO 307). Lo spostamento della foce consente di precisare il tracciato e la foce del fiume San Ilario oltre il margine lagunare, poco a nord dell'Avesa, subito a sud di Lizzafusina. Il San Ilario viene indicato nei documenti medievali (FERSUOCH, 1995) e in una carta di Nicolò dal Cortivo del 1510 (ASVE, SEA, Brenta, ds. 1, IMAGO 192), che riporta una situazione di età precedente, come Una o Brenta Secca o Vecchia ...*extra Brentam Sicam qui dicitur Una... Brentam veterem qui dicitur Luna* ed è localizzabile appena sotto il margine lagunare, in direzione est, appena

sopra e sulla cassa di colmata A, dove Canal l'ha individuato attraverso sondaggi, che hanno confermato la presenza di sabbie del Brenta e un alveo di modeste dimensioni. Il fiume doveva proseguire appena a sud di Fusina, dove doveva essere collocata la foce e la chiesa di San Leone costruita nel 1182 che in un atto di donazione viene così indicata *in boca de flumine sancti Ylarii*. Le testimonianze archeologiche, riferibili a contesti insediativi e funerari e databili all'età romana, non forniscono prova sicura del passaggio del fiume che sembra coincidere nella carta geomorfologica con un canale moderno evidenziato dalla fotointerpretazione, ma testimoniano che l'area oggi barenosa sotto il Bondante (di Sopra) in età romana era emersa e abitata (sito 899). Altri ritrovamenti (sito 894) nei pressi del canale sono riferibili ad anfore, prive di contesto e databili al I secolo d.C. Ancora anfore, tardo romane, sono state trovate da Canal proprio nei pressi della foce del San Ilario (sito 896). E non è ancora ben interpretabile la presenza di frammenti di ceramica attica a Fusina, lungo il canale dei Petroli, e proveniente dallo scavo nel canale, (sito 895; CANAL, 1988; ROSSIGNOLI, 2003) poco a nord della foce del fiume San Ilario, per ora forse solo indizio dell'esistenza di un percorso di traffici endolagunari nell'età del Ferro, di cui ci sfuggono i contorni e le stazioni.

4. V. 2. d. *Meduacus, Meduaci duo, Mino e Maio Meduaco*

Tanti dunque sono i rami evidenziati dall'analisi geo-archeologica, difficile precisare la cronologia dei periodi di attività di ciascuno e soprattutto attribuirli ai nomi riportati dalle fonti, che potrebbero riflettere situazioni geografiche diverse e cronologicamente lontane tra loro. Emerge comunque l'esistenza di percorsi del *Meduacus*/Brenta caratterizzati da fasi di attività alternate a fasi di disattivazione temporanea o definitiva, probabilmente a causa di fenomeni avulsivi: il fiume che arrivava a Lova, il più antico percorso, il dosso di Arzergrande, nei primi secoli dell'impero romano, il dosso di Stra, forse il deflusso del Brenta più tardo (fig. 4.55).

4. V. 2. d. (i) *Il Meduacus, di Livio e Strabone, IV secolo a.C. - età augustea*

In base alle evidenze archeologiche e geomorfologiche si può ragionevolmente indicare nel dosso di Boion il fiume *Meduacus* menzionato da Livio e Strabone e attribuibile a un fiume attivo nel IV secolo a.C. fino all'età augustea. Sembrano coincidere le parole dei due scrittori e i riscontri archeologici. Livio riferisce dell'esistenza di un fiume profondo, *Meduacus ammis erat*, della sua foce, e del suo percorso endolagunare, Strabone ricorda un grande porto, *Μεδόακος*, e un fiume con lo stesso nome, risalendo il quale si poteva raggiungere Padova. Scrittore latino della prima metà del I secolo d.C. l'uno, che riferisce di un episodio accaduto nel 302 a.C., scrittore di lingua greca Strabone, di età augusteo-tiberiana, le cui fonti sono attribuibili al II-I secolo a.C. (VIOLANTE, 1994). Un solo fiume citano questi scrittori, il *Meduacus* appunto, e una è la direttrice fluvio-lagunare che emerge dalle evidenze archeologiche e geomorfologiche: un fiume in laguna e un porto, un percorso edolagunare steso tra il porto di Malamocco e Padova e segnalato dai ritrovamenti di San Leonardo in Fossa Mala e Malamocco; un percorso terrestre indicato dalla presenza di una serie di siti, prevalentemente di contesto votivo, sul dosso, lungo tutto il percorso del fiume da Lova, Boion, Camin (CAPUIS *et alii*, 1994, F. 51, p. 70, 274, 275, 276) fino a Padova. Un sottile filo d'Arianna sembra legare i siti in terraferma e laguna di questa direttrice fluviale che ha come fulcro il santuario di Lova, fulcro dei due percorsi, terrestre e lagunare, punto d'arrivo e partenza verso Padova, in una direzione, e Malamocco nell'altra. Da Padova partivano uomini e merci, che ritroviamo a Lova, a Lova arrivavano uomini e merci da Malamocco e dagli empori adriatici di Adria e forse di Spina, arrivavano devoti, "stranieri" come ci indica l'iscrizione nel castone dell'anello d'oro, rinvenuto durante gli scavi, che riporta appunto *ostis*, straniero/ospite/ospitato.

La chiusura della via endolagunare per San Leonardo in Fossa Mala, documentata dal III

Fig. 4.55. Le direttrici fluvio-lagunari del *Meduacus*/Brenta in epoca pre-romana e romana.

secolo a.C. e determinata probabilmente da una fase di ingressione marina e conseguente sommersione di parte della laguna, la “misteriosa” e deliberata distruzione del santuario di Lova agli inizi del I secolo d.C. e l’assenza di reperti dopo il III secolo a.C., lungo tutto il percorso terrestre, costituiscono seri indizi all’ipotesi di una probabile disattivazione del fiume o comunque di una forte riduzione della sua portata, a partire dagli inizi del I secolo d.C. E sempre in questa direzione portano le tracce della centuriazione evidenziate dalla fotointerpretazione nella carta geomorfologica, appena a sud di Lova; la loro pre-

senza, confermata dalla ricostruzione della centuriazione di PESAVENTO MATTIOLI (1984), indicherebbe che il dosso era inserito nella sistemazione agraria e che il fiume, o più probabilmente il suo relitto, perfettamente integrato nella centuriazione e orientato secondo i decumani e la linea di massima pendenza, non doveva creare problemi di tipo idraulico ai terreni circostanti, ma poteva garantire irrigazione e un ottimo deflusso delle acque. Nessuna altra indicazione possediamo sulla storia di questo fiume e sul percorso nei secoli successivi il I secolo d.C.; non trova al momento riscontri geomorfologici e



Legenda: 1) età del Ferro; 2) età romana; 3) età tardo-romana; 4) non databile; 5) paleoidrografia desunta da cartografia storica; 6) confine provinciale.

archeologici l'ipotesi che il fiume che arrivava a Lova fosse il *Meduacus Minor*, attivo in età romana, la cui menzione, come stazione di sosta, è riportata nella *Tabula Peutingeriana*, itinerario stradale medievale, ma copia di un originale del IV-inizi V secolo d.C. (BOSIO, 1983).

4. V. 2. d. (ii) *Meduaci duo*, Plinio, I secolo d.C.

Un fiume sicuramente attivo in età romana scendeva da Noventa per Camin, dove è stato scoperto un ponte di età romana (PESAVENTO MATTIOLI, 1986, p. 131), per Saonara, dove un corso d'acqua risulta attivo tra il X secolo a.C. e il XI secolo d.C., attraversava il dosso di Arzergrande e sfociava in laguna attraverso due rami, nei pressi della Fogolana e di Casone Morosina (fig. 4.55). *Sicut Aedronem Meduaci duo ac Fossa Clodia*, «così come i due *Meduaci* e la fossa Clodia formano il porto di Edrone» (PLINIO, *Naturalis Historia*, III, 120-121; ROSADA, 2003). Così Plinio menziona il *Meduacus*, anzi i due *Meduaci*, quando riporta la complessa e articolata descrizione del delta del Po, e li associa al *Portus Aedro* e alla *fossa Clodia*. Plinio, scrittore di età augustea, ricorda un *Meduacus*, e un fiume, probabilmente un Brenta, in base alle evidenze archeologiche e geomorfologiche, sembra attivo in età romana lungo il dosso di Arzergrande. Lo scrittore fornisce una descrizione geografica dell'area deltizia e riporta in successione da sud a nord le bocche e i porti dei numerosi rami del Po, secondo una prospettiva dal mare verso terra. E, secondo una prospettiva dal mare, correttamente "vede" e registra i due rami del fiume che, come è riportato nella carta geomorfologica, si biforcavano dopo Codevigo e sfociavano in laguna nei pressi della Fogolana e di Casone Morosina. I dati a nostra disposizione non consentono di localizzare la *fossa Clodia*, *fossa per transversum*, scolmatore delle acque, scavate trasversalmente all'asta dei fiumi, che doveva in qualche modo collegare i due rami. Sembra trovare rispondenza invece, pur con qualche cautela, la localizzazione di *Portus Aedro* con Vallonga. Il porto fluviale, assimilabile dagli studiosi a *Evrone*,

stazione di sosta, di cui fa menzione la *Tabula Peutingeriana* (BOSIO, 1976; ROSADA, 1980), era situato, secondo Plinio, alla confluenza dei *Meduaci duo* e della *fossa Clodia* e infatti poco dopo Vallonga, a Codevigo, il fiume si divideva in due rami. I dati in nostro possesso non consentono di ricostruire percorsi endolagunari, né direttrici fluvio-lagunari i cui contorni rimangono sfumati, né al momento è possibile identificare un collegamento con Chioggia, forse tappa sul margine costiero di quell'itinerario endolagunare, riportato dalle fonti, che univa Rimini, Ravenna e Altino (ITINERARIUM ANTONINI, 126; DORIGO 1983; 1994b; BOSIO, 1979; 1991). Non ci sono evidenze archeologiche neanche per confermare il percorso endolagunare che dal dosso della Morosina attraverso il Canal Schioco, riportato in una carta di Dal Cortivo del 1534 (ASVE, SEA Laguna, ds. 3, IMAGO 80), avrebbe potuto collegarsi ad un ramo del paleo Brenta individuato da Canal (fig.4.53) e raggiungere il porto di Malamocco, una volta disattivata la via di età pre-romana che da Lova, San Leonardo in Fossa Mala, arrivava a Malamocco. Sulla storia del percorso di questo ramo altro non possiamo dire, se non che le evidenze archeologiche sembrano arrestarsi al II secolo d.C. e che è sicuramente documentata una fase di attività del fiume nel tratto a nord, a Saonara, nel VI secolo d.C.: solo labili indizi, non meglio interpretabili per ora, dell'esistenza di un ramo del fiume forse caratterizzato da fasi di attività alternate a conseguenti fasi di disattivazione, probabilmente a causa di fenomeni avulsivi.

4. V. 2. d. (iii) *Maio Meduaco*, (*Tabula Peutingeriana*, seconda metà IV-V secolo d.C.)

Mancano evidenze archeologiche e geomorfologiche a conferma dell'esistenza di uno o più rami del Brenta attivi in età romana lungo il dosso di Stra, la cui presenza è per ora indiziata solo dai sedimenti fluviali in laguna attribuiti al passaggio del fiume in età romana (FAVERO & SERANDEI, 1980; FAVERO, 1989; PIRAZZOLI *et alii*, 1979) e dalla menzione *Meduaco Maio*, come

luogo di sosta, nella *Tabula Peutingeriana* (Segmento III, 5; BOSIO, 1967; 1983). La menzione del nome e la localizzazione a Sambruson, proposta dagli studiosi in base alla distanza di sei miglia (9 km) tra la stazione *Mino Meduaco* = Lova e quella *Maio Meduaco* = Sambruson, sembrano indicare la diramazione Sambruson-Lugo come il percorso attivo, più probabile, in età romana. Questa ipotesi sembra trovare conferme indirette nei sedimenti fluviali rinvenuti in laguna, nell'area compresa tra il comprensorio ilariano (Bondante) e quello di Lugo (Torson), e nel collegamento con le strutture portuali di epoca romana, databili I-IV secolo d.C., rinvenute a Malamocco, forse attraverso il Canal Mazor e alcuni dei rami del paleo-Brenta messi in luce da Canal (fig. 4.53; 4.55). Alcune datazioni al radiocarbonio testimoniano lo sfociare di un corso d'acqua in laguna nella zona situata tra Torson e il margine lagunare in un periodo compreso tra 89-531 d.C. e 688-1025 d.C. (PIRAZZOLI *et alii*, 1979; MARCELLO & SPADA, 1968; ARENA, 1959). Questo potrebbe corrispondere all'età di attivazione del tratto del dosso di Stra a monte di Mira in epoca romana e/o tardoromana; le acque del Brenta si potevano riversare in direzione della laguna attraverso le diramazioni costituenti il dosso di Lugo e il dosso delle Giare (fig. 4.57).

Nessun dato geomorfologico e archeologico consente di identificare nella diramazione di Porto Menai, Dogaletto, abbazia di San Ilario, l'altro ramo del *Meduacus Maior*, proposto dagli studiosi come un altro possibile percorso attivo in età romana, indiziato per ora solo dal nome *Ad Portum* = Porto Menai, e da un popolamento diffuso attestato nei pressi del fiume. Se dunque rimangono ancora molte incertezze sull'esistenza in età romana del percorso del Brenta più settentrionale, ancora molti dubbi e perplessità suscitano le fonti e la loro interpretazione. Se è verosimile ritenere, come proposto dagli studiosi, che la *Tabula Peutingeriana*, *itinerarium pictum*, un itinerario stradale, sia una copia del XII-XIII secolo di un originale redatto nella seconda metà del IV-V secolo d.C., a sua volta aggiornamento di

Fig. 4.56. Anello d'oro di epoca romana rinvenuto nel santuario di Lova.



precedenti rappresentazioni cartografiche (BOSIO, 1983; CALZOLARI, 2000), è altrettanto plausibile ipotizzare che riflettesse una situazione geografica di epoca tardo romana, non lontana dall'epoca di redazione. Quindi la menzione *Maio Meduaco*, starebbe a indicare la presenza di un fiume attivo o ancora attivo nel tardo IV secolo-inizi V secolo d.C., cronologicamente molto lontana, quindi, sia dallo sbarco di Cleonimo raccontato da Livio, sia dalla prima età imperiale, ma comunque compatibile con le indicazioni geomorfologiche sopracitate. Epoche diverse quindi, come diversa da quanto emerge dall'analisi geo-archeologica sembra essere la situazione idrografica che la *Tabula* ci trasmette. La *Tabula* riporta gli idronimi *Evrone*, *Mino Meduaco*, *Maio Meduaco*, *Ad Portum*, lungo la strada perilagunare stesa tra Adria e Altino. Riconosciute come luoghi di sosta e pernottamento, *mansiones*, starebbero ad indicare la presenza di corsi fluviali (BOSIO, 1983; MALIPIERO, 1984, CALZOLARI, 2000), o meglio secondo gli studiosi, di quattro rami dello stesso fiume *Meduacus*: un ramo del *Meduacus Minor* a *Evrone*, un altro ramo del *Meduacus Minor* a Lova, il *Meduacus Maior* a Sambruson e un altro ramo del *Meduacus Maior* a Porto Menai, percorsi che l'indagine geo-archeologica ha riconosciuto come attivi, ma, sembra, in epoche diverse. Quindi in una distanza relativamente breve, di circa 20 km, sarebbero stati ben quattro i corsi d'acqua, stranamente non segnalati, se non con il solo idronimo, che un viaggio-

Fig. 4.58. La porzione meridionale della Provincia di Venezia, vista da NNE, si caratterizza per i grandi sistemi di dossi fluviali che spiccano su un territorio generalmente depresso, con quote al di sotto del livello del mare.

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 alii* (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, 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. Il dosso segna uno dei tracciati dell'Adige d'Este detto Togisone (poi Viginzone), che defluiva verso est e sfociava a Choggia (BASSAN *et alii*, 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. A un tracciato dello stesso Adige d'Este sembra logico ascrivere il dosso poco pronunciato, discontinuo e sottile che da San

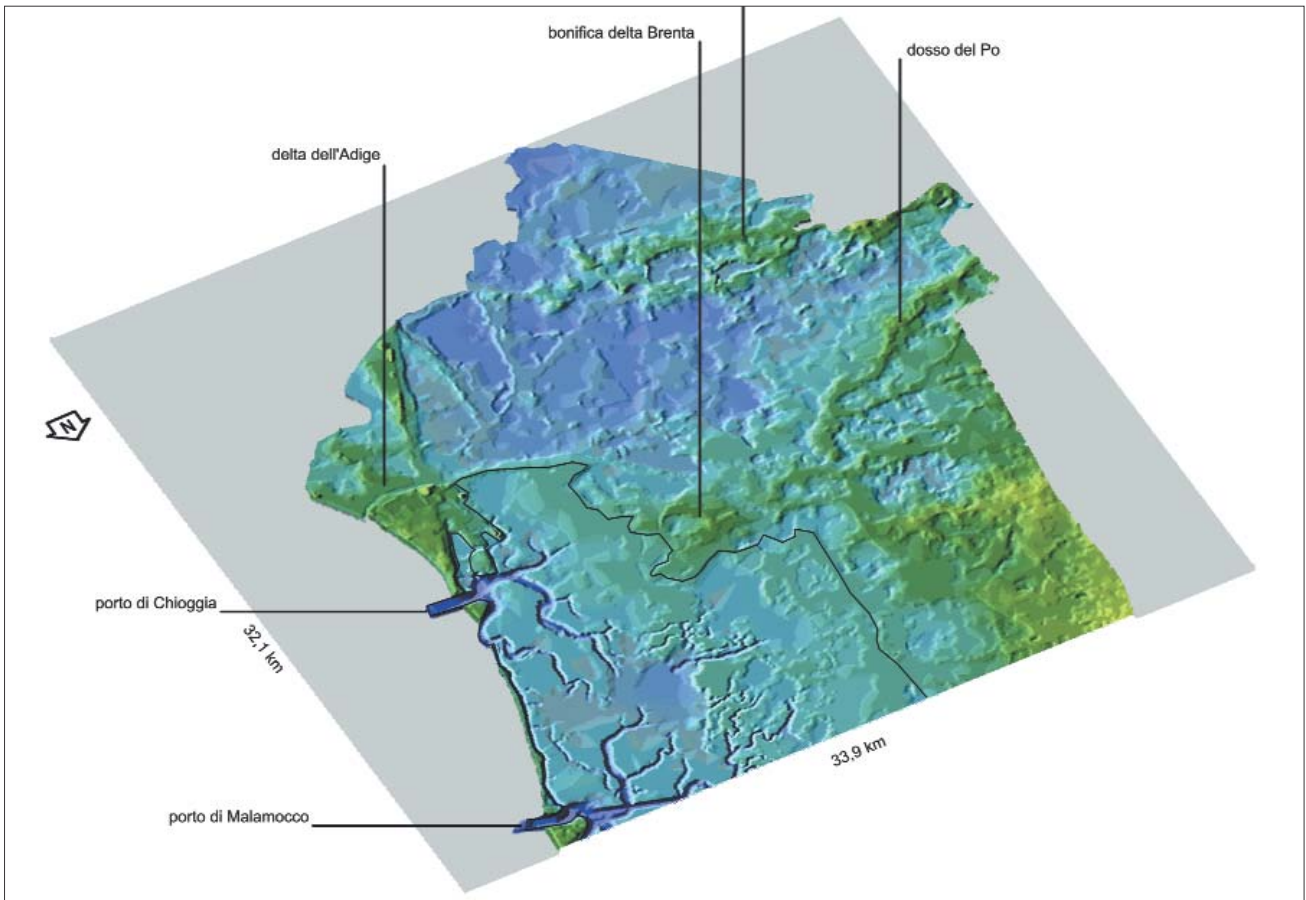


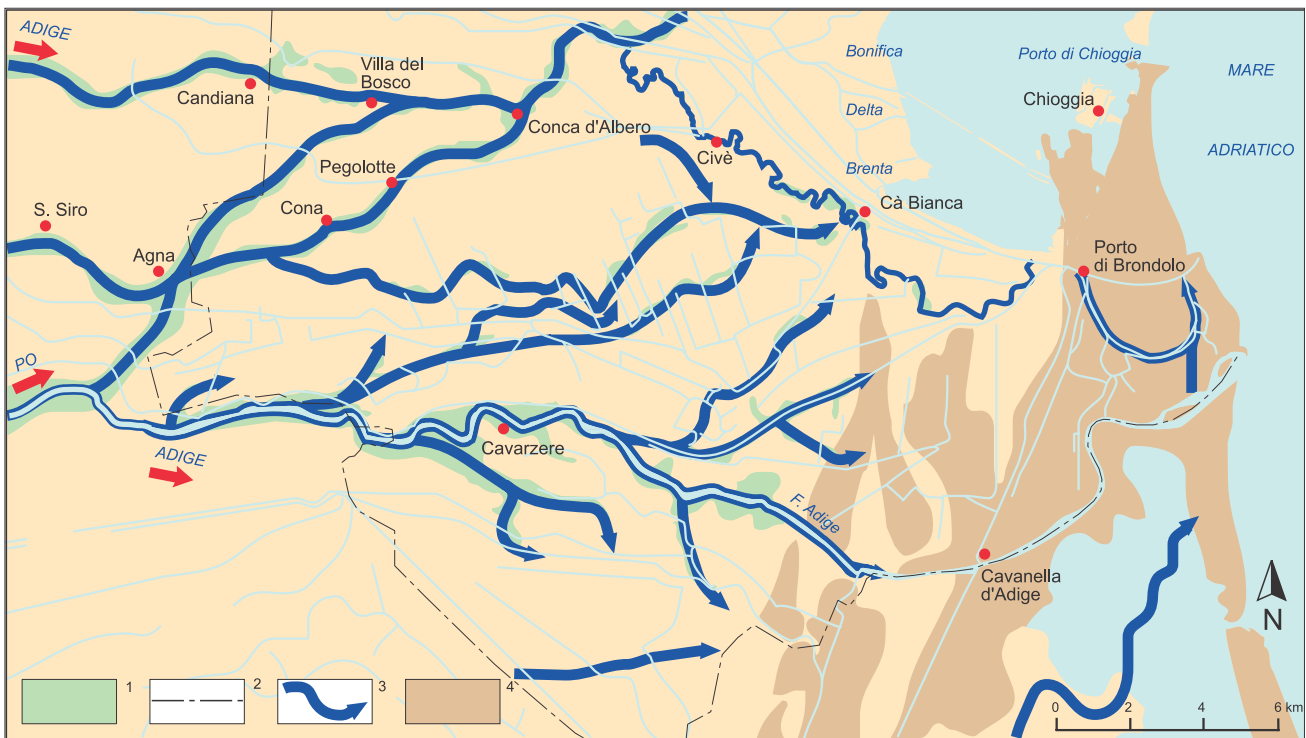
Fig. 4.59. Le principali direttrici di deflusso a sud del Bacchiglione.

Prodocimo 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 ritiene 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 proba-

bilmente risalgono a periodi nei quali il territorio era occupato da paludi o zone umide. Aree depresse si trovano tra Correzzola e Villa del Bosco.

Più a sud si trovano due dossi ben evidenti, entrambi provenienti da Agna 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. 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). 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



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.

Fig. 4.60. Rappresentazione cartografica del settore costiero tra Bacchiglione e Adige nel XVII secolo, *Laguna valli e terraferma a sud di Chioggia, con lo sbocco in laguna di canali e fiumi* (ASVE, SEA, Laguna, ds. 129).

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 Civè, 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 Civè, 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 alii*, 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 presen-

za di un piccolo lago a nord di Rottanova. Lavori di bonifica furono eseguiti nel 1854; nel 1862 venne prosciugato il Foresto (BASSAN *et alii*, 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 lega-



Fig. 4.61. Fotografia aerea verticale del 1983. Nell'immagine si riconosce in basso a destra, in tono scuro, la copertura arborea del Bosco Nordio, insediato su cordoni di dune e circondato dai campi coltivati che formano un *pattern* a rettangoli. Il canale principale è il Canale di Valle, a ovest del quale si estende un vasto territorio bonificato dove spiccano le fasce in tono chiaro dei cordoni litoranei appartenenti all'ala destra di un antico delta.



ti a rotte apertes 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 alii* (1982) riportano 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, 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 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 dove 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 Anguggiario; nella stessa posizione la Nouvelle Carte du Territoire de Polesine del 1780 segna un Lago Aguggiario.

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.

Fig. 4.62. Fotografia aerea verticale del 1990. Nell'area fotografata, che si trova a nord-est di Cavarzere, è evidente il tracciato con una grande ansa di un largo paleoalveo. Il tono scuro presente su vaste estensioni è da attribuire, oltre che all'umidità del suolo, alla presenza di torbe.

4. VI. 2. LA MORFOLOGIA LITORALE

Una indicazione sulla posizione raggiunta dal mare durante la massima ingressione olocenica è data da BASSAN *et alii* (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 Passetto. 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 M. *et alii* (2001), l'ingressione marina arrivò a una linea che da est di Cavarzere con direzione NNE passa per Civè 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 raggiun-



gerlo. 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 secolo 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'erosione, 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, 2001b). 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, 1969a); a est in essa confluiva un ramo dell'Adige volto a nord, che separava l'isola Bacucco.

Un'ulteriore descrizione dell'evoluzione della linea di costa è esposta anche nel capitolo 4.VII in questo volume.

4. VI. 3. LA CENTURIAZIONE E LA DOCUMENTAZIONE ARCHEOLOGICA

di Paola Furlanetto

La fotointerpretazione gioca un ruolo importante per la ricostruzione del territorio tra Bacchiglione e Adige in epoca antica. Infatti le numerose tracce geomorfologiche e antropiche messe in luce dalle foto aeree aiutano a precisare l'assetto ambientale e idraulico di un'area che appare oggi profondamente mutata. Un disegno agrario, impostato sul tracciato della strada perlagunare presente tra Adria e Altino, è visibile nel tratto di pianura fra Adria e Cavarzere. Una serie di *kardines* orientati nord-sud e di *decumani* formano *centuriae* di 8 *actus* di lato (PERETTO, 1986; TOZZI, 1987). I *limites* coprono le tracce, messe in luce dalle foto aeree, di un intrico di corsi d'acqua sepolti, probabilmente già disattivati al momento della sistemazione agraria, databile, secondo gli studiosi, tra la seconda metà del II e il I secolo a.C. e concomitante, quindi, o di poco posteriore, alla costruzione della via. All'estremità occidentale della carta geomorfologica sono riportate tracce pertinenti a un'altra estesa centuriazione, riferibile probabilmente alla seconda metà del I secolo a.C. (ZERBINATI, 1984; 1990; PERETTO & ZERBINATI, 1987; MARAGNO, 1993, 2000). Il grande disegno agrario, visibile soltanto in foto aerea, copre un'estensione di oltre 200 km² e si estende da Rovigo a nord-est di Cavarzere e mostra *centuriae* di 27 *actus* di lato. Il *decumanus maximus* è riconoscibile nel rettilineo, lungo oltre 22 km, che da Buso, località in provincia di Rovigo, arriva a Monsole. È riportata nella carta geomorfologica una traccia da Rottanova ad Agna, identificata come un tratto del percorso della *via Annia*, stesa da Adria a Padova, che "taglia" obliquamente la centuriazione e a essa è probabilmente anteriore. I *limites* sembrano arrestarsi a nord in corrispondenza di un paleoalveo che da Agna, Cona, Pegolotte è riconoscibile fino a Brenta d'Abbà. Il paleoalveo, identificato come il ramo più settentrionale del Po, era probabilmente attivo nell'età del Bronzo

ma risulta già disattivato in età romana (CASTIGLIONI, 1978). La presenza della centuriazione e delle tracce antropiche concorre a negare l'esistenza in età romana dell'Adige attuale e dell'Adigetto, la cui presenza avrebbe costituito una seria minaccia ai *limites* e agli insediamenti, secondo la prassi e la teoria agrimensoria romana. La ricostruzione del disegno centuriato dell'agro di Adria fa dunque emergere l'esistenza di un'area non paludosa, emersa e in alcune aree densamente abitata "controllata" dall'uomo sotto il profilo idraulico come indica anche un'iscrizione sulla concessione d'uso d'acqua (CIL, V, 2447) rinvenuta a Villadose, in provincia di Rovigo, e il ritrovamento di antichi manufatti idraulici rinvenuti in Val Concola (sito 543; BELLEMO, 1887).

A settentrione del paleoalveo riconosciuto come il ramo settentrionale del Po, sul margine sinistro della carta, è cartografata la terminazione occidentale di un pronunciato dosso, riconosciuto come un antico percorso dell'Adige, l'Adige d'Este, attivo fin dall'età del Bronzo, che passava da Monselice, per Pernumia, S. Pietro in Viminario, Conselve, Arre, Pontecasale, Candiana, ed è visibile nella carta geomorfologica a Villa del Bosco e Conca d'Albero. Il suo percorso nell'età del Bronzo e del Ferro è precisato da scavi recenti soprattutto nel tratto da Este a Monselice (BALISTA, 1998; BALISTA & RUTA SERAFINI, 1992; BOSIO, 1992; BIANCHIN CITTON & BALISTA, 1991; BALISTA & RINALDI, 2002). In età romana sarebbe sfociato, come riporta PLINIO, assieme al Togisono, al Porto di Brondolo (*Naturalis Historia*, III, 120-121).

VIABILITÀ E TERRITORIALIZZAZIONE IN EPOCA ROMANA NEL SETTORE MERIDIONALE DELLA PROVINCIA DI VENEZIA

di *Simonetta Bonomi*

L'attuale parte meridionale della provincia di Venezia era spartita in epoca romana tra gli agri dei municipi di Padova a nord e di Adria a sud. È assai probabile, anche se non accertato, che il confine tra le due municipalità corresse lungo il fiume Adige.

Il comparto patavino doveva comunque comprendere il territorio interessato dall'ampio ventaglio delle aste terminali del Brenta antico e dal Bacchiglione e la relativa gronda lagunare. Fu progressivamente occupato tra IV e III secolo a.C. dai veneti, che vi hanno lasciato poche ma importanti testimonianze epigrafiche, secondo una evidente strategia diretta al controllo degli accessi fluviali alla città e della laguna con le sue bocche di porto.

La stesura da parte dei romani di due importanti strade consolari nel II secolo a.C. segnò l'inizio di una nuova organizzazione territoriale della zona. La prima, la *via Annia*, disposta probabilmente da Tito Annio Lusco console nel 153 a.C., nel tratto con andamento ovest-est che collegava Padova con la costa per puntare poi verso Altino ne definì di fatto la parte settentrionale. La seconda, la *via Popillia*, disposta da Publio Popillio Lenate console nel 132 a.C., che collegava Rimini con Adria e poi con Altino, costituì il principale asse nord-sud a ridosso della laguna. Le stazioni di posta lungo queste strade, che documenti itinerari della tarda età imperiale ci tramandano con i loro nomi e le reciproche distanze, rappresentarono sicuramente poli significativi di aggregazione insediativa. Non va infine sottovalutata in questo senso l'importanza di una grande infrastruttura, di cui oggi ben poco è noto, quale fu la fossa Clodia, tratto terminale di un imponente apparato di *fossae per transversum*, secondo la definizione di Plinio il Vecchio, dovute ad Augusto e ai suoi successori della dinastia giulio-claudia, che intercettavano secondo una direttrice nord-sud esordiente a Ravenna tutte le foci fluviali. Si costituì in questo modo un ramificato sistema di navigazione interna, di tale importanza da mantenere la sua vitalità fino alla fine dell'antichità.

L'occupazione definitiva di questa parte di territorio da parte dei romani avvenne poi per mezzo di divisioni agrarie e quindi con assegnazioni di fondi coltivabili. Tracce di centuriazioni pertinenti all'agro patavino sono riscontrabili con l'ausilio delle foto aeree e

l'analisi della cartografia, ma ancora esse non si fondono in un quadro organico e coerente. La natura stessa del territorio, dal complesso e mutevole assetto idrografico, non facilita certo tale compito. È tuttavia innegabile, sulla base soprattutto di rilevamenti di superficie, l'estesa diffusione di insediamenti rurali sparsi fino nelle zone oggi ricoperte dalle acque lagunari. Il principale sito archeologico della zona resta a tutt'oggi il grande santuario scoperto nei pressi di Lova di Campagna Lupia, i cui resti indagati si riferiscono a un complesso architettonico di notevole ampiezza fondato tra II e I secolo a.C. Ancora non è nota la divinità alla quale esso era intitolato; ma è assai probabile che essa appartenesse alla tradizione religiosa veneta, pur avendo una sede di culto dalla veste architettonica ellenistico-romana.

L'estrema propaggine meridionale della provincia di Venezia, rappresentata dai Comuni di Cona e Cavarzere, apparteneva invece all'agro di Adria. In età romana anch'esso gravitava sull'asse costituito dalla via Popillia, intorno alla quale fu stesa una delle prime centuriazioni del territorio adriese, ben rilevabile dalle foto aeree. Nella parte occidentale di questo territorio è tuttavia osservabile nelle foto aeree anche il margine orientale della maggiore delle centuriazioni adriese, quella cosiddetta di Villadose, caratterizzata da grandi centurie di m 960 di lato e dal lungo rettilineo del decumano massimo, largo ben 100 m. Proprio nei territori di Cona e Cavarzere si possono leggere con chiarezza gli incroci tra questo decumano prima con la via Annia, proveniente da Adria e diretta a Padova per Agna e Conselve, e poi con la via Popillia stessa, in cui esso si innestava.

Poche sono fino a oggi le notizie di ritrovamenti romani nella zona, che verosimilmente dovette conoscere il consueto modello dell'insediamento rustico sparso. Va ricordato per la eccezionale qualità dei vasellami di vetro allora rinvenuti il caso di Cuora, dove agli inizi del Novecento lavori agricoli portarono alla scoperta di tombe da riferire a magnati adriensi, che avevano evidentemente qui le loro proprietà agricole.

Fig. 4.63. Ubicazione dei sondaggi nel bacino meridionale della laguna di Venezia (in particolare G: Bondante; M: Torson). La linea punteggiata segna il limite dell'ingressione olocenica; le linee ad asterischi indicano le linee di costa Motte Cucco - Peta de Bo - Valgrande e Cavanella d'Adige - S. Anna - Chioggia (da FAVERO & Serandrei BARBERO, 1980).

CAPITOLO 4. VII.

LA LAGUNA SUD

di Sandra Primon, con la collaborazione di Paola Furlanetto per l'archeologia

4. VII. 1. INTRODUZIONE

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



no meridionale (fig. 4.63), 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, come indicato in fig. 4.63. 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 (fig. 4.63). 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.

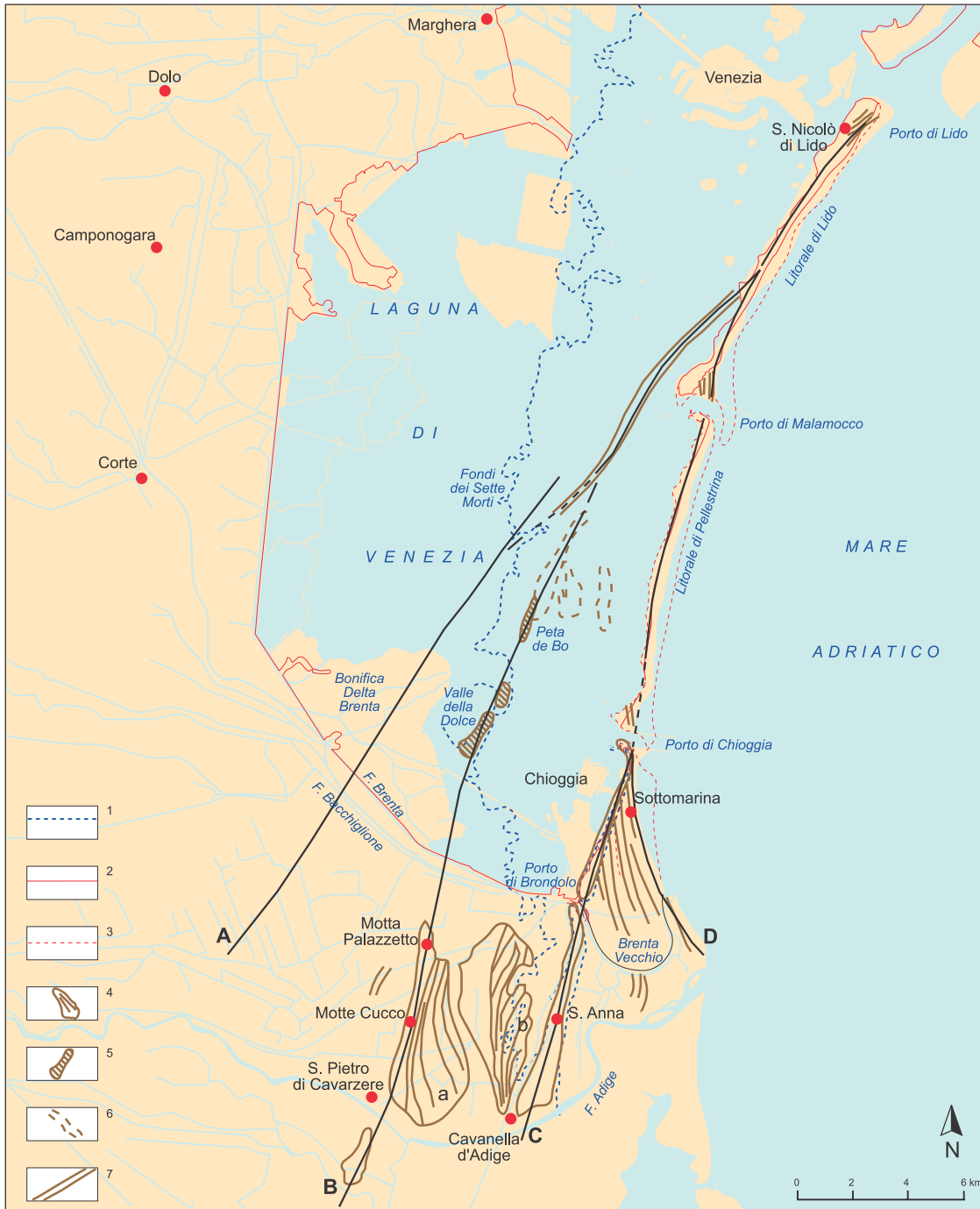
4. VII. 1. a. *Le antiche linee di costa*

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 (B in fig. 4.64). 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 (ASVE, SEA, Laguna, ds. 3, IMAGO 80; fig. 2.26), 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), costi-

Fig. 4.64. 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.

tuito 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 (vedi sottoparagrafo 4.V.2.b.(iii) in questo volume), 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).

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 alii*, 1994).

Nel settore di pianura posto più a sud com-

preso 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. 4.64) 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. 4.64) sono stati collegati da FAVERO & SERANDREI BARBERO (1978) a una linea di costa di età “etrusca”, sulla quale si trova l'abitato di Spina, 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 *et alii*, 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'attua-

Fig. 4.65. *Laguna di Venezia dal porto di Chioggia al porto di Venezia dal Taglio Nuovissimo del fiume Brenta a Mestre, canal dell'Osellino di Stefano Scolari Mozzi, 1677 (ASVE, SEA, Laguna, ds. 53).*

le percorso. Il dosso che passa per Agna - Cona - Pegolotte - Conca d'Albero (fig. 4.47) 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 (1990-91) viene riportata la datazione ^{14}C (3225 ± 90 BP, età calibrata 1731-1309 a.C.) 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. 4.47). Anche in un sondaggio effettuato a Ca' Borsetto, località situata nei pressi di un paleoalveo posto in continuità con il dosso fluvile 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



Fig. 4.66. *Conterminazione della laguna di Chioggia a Malamocco al Taglio del Brenta, 1610* (ASVE, SEA, Laguna, ds. 39 II).

Agna fino a Brondolo. La direttrice che a partire da Monselice 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



Civè e Ca' Bianca, giungeva fino a Brondolo (FAVERO & SERANDREI BARBERO, 1978).

4. VII. 2. LE FORME E I DEPOSITI FLUVIALI DEL BRENTA NEL BACINO DI CHIOGGIA

Al percorso odierno del Brenta a nord di Padova secondo BASSAN *et alii* (1994) sono collegati i dossi fluviali che si diramano da quest'ultimo a valle di Noventa. Dopo aver oltrepassato la zona di Camin (fig. 4.47) l'ampio dosso di Noventa si divide in due percorsi principali, uno dei quali si dirige verso la direttrice Legnaro-Polverara e prosegue nel canale di Pontelongo probabilmente conflueno negli antichi percorsi dell'Adige; l'altro segue la direzione di Saonara - Sant'Angelo - Brugine e devia verso est passando per Arzergrande e Codevigo. Secondo BASSAN *et alii* (1994, p. 68) il percorso fluviale del Brenta da Carturo a Camin era attivo in «epoca ben precedente alla medioevale rotta della Friola», 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 (ASVE, SEA, Laguna, ds. 39II, IMAGO 94; fig. 4.66) 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 porzio-

ne 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 (fig. 4.70) in cui gli stessi dossi appaiono ancora emersi ma localizzati all'interno della laguna viva separati da laghi e valli; anche ZUNICA (1974, p. 22) 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.

4. VII. 3. LE FORME E I DEPOSITI FLUVIALI DEL BRENTA NEL BACINO DI MALAMOCCO

4. VII. 3. a. *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, 1991c). Le diramazioni fluviali, che si staccano dall'antico percorso del Brenta passante per Saonara - Sant'Angelo - Brugine, interrompono la continuità tra le ampie zone depresse che caratterizzano quest'area. Si osservano infatti numerosi dossi (vedi sottoparagrafo 4.V.I.b.(v) in questo volume), 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. 4.47) si osserva la diramazione che da Sant'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, p. 40). Ma secondo FAVERO (1991, p. 12) «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 (vedi paragrafo 4.V.2.b.(ii) in questo volume).

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 (ASVE, SEA, Laguna, ds. 3, IMAGO 80; fig. 2.26).

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 *et alii*, 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 disgregabilità 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 *et alii*, 1983; FAVERO & SERANDREI BARBERO, 1983).

Le barene situate all'interno dell'area delle valli da pesca (valle dell'Avorto, 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.

4. VII. 3. b. *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 perio-

do 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, p. 68). Questo processo ha un preciso riferimento cronologico in quanto due campioni di torba, prelevati in quest'area poco lontano dal sondaggio Torson (cfr. fig. 4.63), 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 alii*, 1979), e alcuni resti di tronchi trovati nelle torbe a 1 m di profondità vicino al sondaggio Bondante (cfr. fig. 4.63) 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 e da Camin lo portavano verso sud (FAVERO, 1991c).

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 sud-ovest verso nord-est 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 Volpadego 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 (vedi capitolo 3.V in questo volume). 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, Volpadego 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 (sito 899) 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 (carta di Lucchesi Matteo del 1759; ASVE, SEA, Fondo, b. 9, ds. 8, IMAGO 257; fig. 4.57), mentre le zone esterne all'arginatura hanno subito e tuttora subiscono i processi erosivi che contraddistinguono l'attuale tendenza evolutiva della morfologia lagunare.

4. VII. 4. LE DIRETTRICI FLUVIALI E DEI CANALI LAGUNARI IN EPOCA ANTICA

Molteplici sono le ipotesi formulate nel corso degli anni da vari Autori sul possibile percorso romano del Brenta ed è probabile che ognuna di esse corrisponda, almeno in parte, a verità. Riassumendo le teorie più accreditate (vedi sot-

toparagrafo 4.V.2.d. in questo volume), tra cui quelle di BOSIO (1978; 1980; 1981; 1984) e ROSADA (1980), il fiume giungeva a Padova con un corso unico per poi suddividersi, a sud di Noventa, in due rami principali: il *Meduacus Minor* e il *Meduacus Maior*. Il *Meduacus Minor* si dirigeva verso sud-est e a sua volta si divideva in due rami, uno dei quali raggiungeva il margine lagunare nei pressi di Lova e l'altro proseguiva verso Vallonga identificata con il *Portus Aedro*. Il *Meduacus Maior*, invece, si dirigeva verso est dividendosi, ancora una volta, in due percorsi prima di entrare in laguna. Varie sono le direttrici fluviali identificate dagli Autori come rami del *Meduacus Maior*: tra queste citiamo l'area a est di Lugo (GASPAROTTO, 1928), il tratto delle Giare (UGGERI, 1978; FAVERO, 1989), una zona imprecisata compresa tra l'attuale foce del Naviglio Brenta presso Fusina e il Bondante di Sotto (GASPAROTTO, 1928; UGGERI, 1978; BOSIO, 1967; 1984) o il tracciato fluviale tra Porto Menai e l'Abbazia di San Ilario (MARCHIORI, 1986).

Sicuramente tutte le direttrici fluviali sopra citate corrispondono ad antichi percorsi del Brenta il quale, a seguito di frequenti episodi di avulsione (vedi sottoparagrafo 4.V.1.c.(i) in questo volume), ha spesso cambiato il suo percorso costruendo nuovi dossi o riprendendo vecchi alvei, occupando a volte percorsi attivi forse contemporaneamente o, ipotesi più probabile, usufruiti a fasi alterne.

Nella carta geomorfologica a partire da Stra si individua un ampio dosso fluviale formato dal Brenta su cui oggi scorre il canale navigabile chiamato Naviglio Brenta. Si tratta di un dosso ben pronunciato costituito da sedimenti prevalentemente sabbiosi che attraversa il settore centrale della provincia di Venezia passando per Dolo, Mira, Oriago e sfociando in laguna nei pressi di Fusina. Dall'analisi della carta geomorfologica si nota che lungo tutto il suo corso vi sono diverse tracce di rotte sia in sinistra che in destra idrografica e numerose diramazioni si spingono verso sud fino al margine lagunare. All'altezza di Dolo (fig. 4.47) si stacca un dosso sabbioso stretto e ben rile-

vato su cui, nel 1457, fu impostato lo "Sborador di San Bruson", un canale artificiale (ora denominato Scolo Brenta Secca) mediante il quale il Brenta venne deviato da Dolo verso Sambruson e Lugo e, attraverso il Canale di Lugo, fu portato nel Canale Maggiore. Il tratto iniziale di questo percorso fluviale coincide con la deviazione effettuata nel 1407, denominata "Taglio Brenta Nuova", che portava il fiume a sfociare in laguna di Chioggia. Secondo alcuni Autori il dosso passante per Lugo corrisponderebbe a un antico percorso del Brenta, in particolare al *Meduacus Maior* di epoca romana (COMEL, 1968a).

Nei pressi di Mira Vecchia (fig. 4.47) si individua la traccia di un corso d'acqua che seguendo un dosso sabbioso si dirige verso Porto Menai e Piazza Vecchia di Gambarare. Da questo punto in poi il dosso si divide in due rami: uno prosegue fino a Dogaletto e giunge al margine lagunare, l'altro devia verso sud e continua con il dosso delle Giare. Secondo FAVERO (1991d) sarebbe quest'ultimo il percorso corrispondente al *Maio Meduaco* rappresentato nella *Tabula Peutingeriana*, un documento cartografico che si fa risalire al IV secolo d.C.

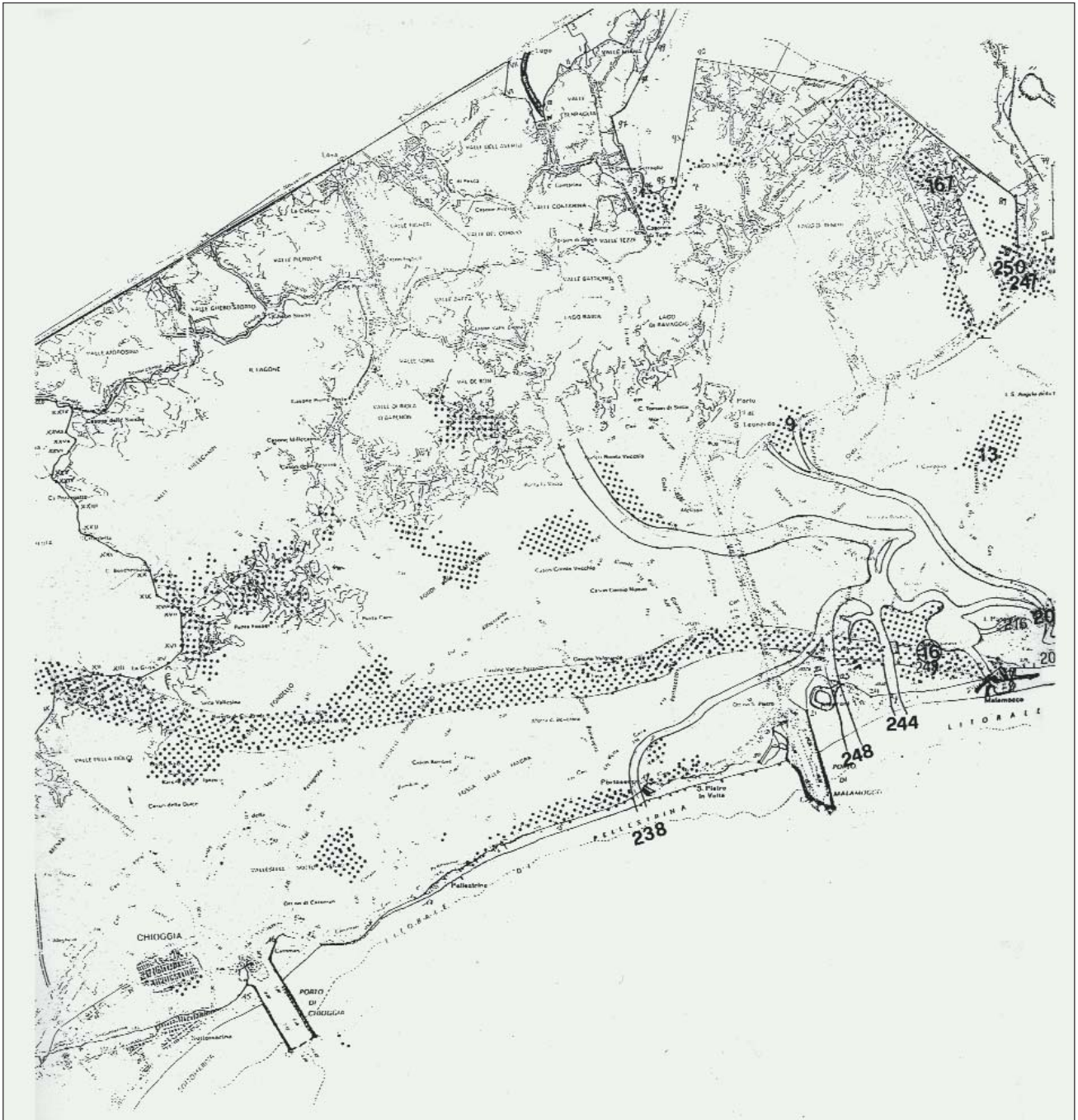
Sembra sia possibile seguire la prosecuzione di questo antico percorso del Brenta all'interno del perimetro lagunare lungo la traccia di alcuni segmenti di canali: il canale delle Tezze Fonde, il canale Serraglia, il canale Brenta dei Tezzoni e il canale Maggiore (FAVERO, 1989). Alcuni di questi percorsi lagunari attualmente non esistono più a seguito della costruzione delle casse di colmata della III Zona Industriale. Nella carta geomorfologica l'antica idrografia di queste aree è stata riprodotta utilizzando la Tavoleta IGM 51 II SO Alberoni del 1931: si può osservare come, almeno in parte, il tracciato lagunare indicato da Favero corrisponde all'antico "Canal Mazor" disegnato dalla carta di Nicolò dal Cortivo del 1534; lo stesso "Canal Mazor" che COMEL (1968a) indica come l'antico letto del *Meduacus Maior*.

La presenza delle torbe e dei limi palustri depositatisi in questa parte della laguna a partire dall'epoca romana (vedi paragrafo 4.VII.3.b. in

Fig. 4.67. Particolare della *Carta dei siti archeologici* rappresentante un settore del bacino meridionale della laguna di Venezia (da CANAL, 1998). I numeri indicano la posizione delle stazioni archeologiche descritte nel testo; le aree punteggiate indicano zone di interesse archeologico.

questo volume), le sabbie provenienti dal bacino del Brenta ritrovate nei pressi dell'Ottagono di Malamocco, la testimonianza dell'antica presenza di giuncaglie e canneti nella zona lagunare antistante il litorale degli Alberoni riportata nei

documenti del XIV secolo (già scomparsi, però, in quel periodo) e la corrispondenza tra questo percorso e le distanze citate dagli Autori latini in riferimento al tracciato del *Meduacus Maior* sono alcune delle prove elencate da FAVERO (1989) a



favore dell'ipotesi che il fiume che ha creato il dosso delle Giare possa corrispondere a uno dei due rami del Meduaco (*Mino e Maio Meduaco*) della *Tabula Peutingeriana*.

Nella carta geomorfologica si osserva l'antico percorso di un altro canale desunto dalla carta del 1534: il "Canal Chornio". Questo risulta essere la naturale prosecuzione del "Canal Mazor" fino alla attuale conterminazione lagunare e, in particolare, sembra essere il collegamento tra il dosso delle Giare, il dosso di Lugo e il tracciato fluviale passante per Lova a dimostrazione del fatto che le acque del Brenta potevano defluire verso il Porto di Malamocco a partire da una qualsiasi delle direttrici fluviali indicate dai vari Autori come percorso romano del fiume.

Nella carta geomorfologica sono riportate le tracce di alcuni antichi percorsi fluviali rilevati in laguna da E. Canal nell'ambito di una ricerca geomorfologica condotta al fine di individuare le variazioni del corso dell'antico *Medoaco* nel settore della laguna meridionale che si estende da Chioggia fino a Poveglia, area che secondo CANAL (1998) era attraversata dal Brenta in epoca romana e preromana. Per individuare i percorsi fluviali associati alla navigazione endolagunare, l'Autore ha eseguito numerose sezioni realizzate con oltre 1000 carotaggi; l'analisi sedimentologica dei materiali estratti ha permesso di identificare le tracce degli alvei che il fiume aveva prodotto nel tratto lagunare, dall'area continentale di Lova - Lugo a quella portuale di Malamocco. Canal descrive questi paleoalvei (fig. 4.67) nel suo lavoro *Testimonianze archeologiche nella Laguna di Venezia. L'età antica* (1998, p. 45) precisando: «uno di questi rami seguiva in parte il percorso dell'attuale Canale Maggiore sfociando in mare in località Ca' Bianca a nord di Poveglia (245 in fig. 4.67); un altro percorreva circa 20 km dell'attuale laguna ramificandosi in più alvei: uno dei principali raggiunge la linea di costa romana nella zona ora chiamata Alberoni, a poca distanza dall'attuale bocca portuale di Malamocco; un altro di minore larghezza in prossimità della foce compie una deviazione disegnando un'ampia

curva e formando una varice, che all'epoca doveva costituire un vasto lago. Un altro alveo non di origine fluviale interseca il litorale tra le località di Malamocco e Alberoni e divide poi l'antico litorale preetrusco in due tronconi raggiungendo la località Palude dell'Ottagono Abbandonato: qui le tracce di questo canale alimentato dal mare sfumano in un'area del fondale che conserva le tracce sia di sedimenti fluviali del *Medoaco* sia di sedimenti marini; «... le analisi sedimentologiche attestano una situazione ambientale nella quale l'apporto del sistema fluviale del *Medoaco* si mescolava con il flusso delle acque marine» (244 in fig. 4.67).

L'età dei resti archeologici ritrovati lungo questo sistema di paleoalvei (vedi paragrafo 4.V.2.b.(iii) in questo volume) ha permesso di identificare il loro sviluppo cronologico. Il sito archeologico localizzato in corrispondenza dell'antica linea di costa nei pressi del Porto di Malamocco (CANAL, 1998) è sicuramente uno dei ritrovamenti più importanti: si tratta di una stazione archeologica posta a sud-ovest dell'Ottagono Abbandonato in cui è stata individuata una estesa e complessa struttura probabilmente portuale costituita da un manufatto ligneo (età radiometrica di 250-220 ±60 anni a.C.) ristrutturato con materiale litico e laterizio in epoca romana (sito 16 in fig. 4.67). CANAL (1998) identifica questa struttura con il Porto Medoaco e cioè con lo scalo portuale menzionato da Strabone, che era collegato con l'entroterra mediante un ramo del fiume *Medoaco*, e con il mare attraverso un canale salso (canale portuale 244 in fig. 4.67) rinvenuto nelle immediate vicinanze della struttura.

Altri siti localizzati in quest'area sono risultati importanti per la ricostruzione cronologica del sistema di paleoalvei fluviali sepolti in laguna; tra questi ricordiamo la costruzione di epoca romana posta 40 m a nord dell'Isola di Poveglia sulla riva destra dell'antico corso del *Medoaco* (CANAL, 1998) e il sito situato invece sulla riva sinistra del fiume in corrispondenza dei resti medievali del monastero agostiniano di San Marco in Bocca

Lama (1500 m a est delle Motte di Volpego) dove sono venute alla luce le fondazioni di un grosso edificio, con funzione probabilmente difensiva, datato in base alle quote dei materiali recuperati al IV - VI secolo d.C. (CANAL, 1998). È da ricordare inoltre la stazione archeologica di San Leonardo in Fossa Mala localizzata lungo la riva dell'attuale canale di Malamocco - Marghera, 500 m a nord del canale Maggiore. Si tratta di un insediamento lagunare posto tra il corso dell'antico Medoaco e la Fossa Mala, riconosciuta da CANAL (1998) come un antico ramo del *Medoaco* stesso, in cui è stato ritrovato un numero rilevante di materiali che attestano una frequentazione del sito tra il V secolo a.C. e il XIII-XIV secolo d.C. Importante in San Leonardo è risultata la stasi insediativa documentata tra il III secolo a.C. e il VI secolo d.C., che è stata messa in relazione con lo spostamento delle attività portuali presso lo scalo di Malamocco (Porto Medoaco), posto più a mare, dove sfociava un ramo dell'antico *Medoaco* (CANAL, 1998). Il materiale recuperato nell'insediamento di San Leonardo documenta, inoltre, una ripresa delle attività verso il VI-VII secolo d.C. a seguito del declino dell'area portuale di Malamocco.

4. VII. 5. LE IPOTESI DI RICOSTRUZIONE CRONOLOGICA DEGLI ANTICHI PERCORSI DEL BRENTA IN LAGUNA

Incrociando i dati geomorfologici, raccolti sia in terraferma che in laguna per la realizzazione della carta geomorfologica, con i dati archeologici si è tentato di formulare una ipotesi di ricostruzione cronologica delle varie divagazioni del fiume Brenta in terraferma che trovano la loro naturale prosecuzione nelle tracce dei paleoalvei sepolti in laguna rilevati da E. Canal. È stata evidenziata una concentrazione della distribuzione dei siti archeologici risalenti all'età del Ferro lungo le direttrici fluviali poste a sud del Naviglio Brenta, in particolare quelle passanti per Tombelle - Fossò - Camponogara e per Boion - Lova o Campolongo Maggiore - Corte (vedi sottoparagrafo 4.V.2.b. in questo volume). Punto di

incontro strategico di queste direttrici è il sito in cui è stato rinvenuto un santuario veneto antico ubicato nei pressi dell'idrovora del Cornio di Lova. Da questa località, situata all'interno della gronda lagunare, attraverso il tracciato del "Canal Chornio" e del "Canal Mazor" (antichi canali ripresi dalla carta di Nicolò dal Cortivo del 1534) si arriva all'importante insediamento lagunare di San Leonardo in Fossa Mala, la cui attività è documentata nel periodo che va dal V al III secolo a.C. con una stasi fino al VI secolo d.C. Le direttrici fluviali sopra indicate, associate ai siti archeologici dell'età del Ferro, potrebbero quindi corrispondere ai percorsi pre-romani del Brenta (vedi sottoparagrafo 4.V.1.b.(iii) in questo volume). La temporanea mancanza di attività nell'insediamento di San Leonardo in Fossa Mala risalente circa al III secolo a.C. e la presenza dello scalo portuale rinvenuto presso l'Ottagono Abbandonato di Malamocco (materiale ligneo datato 250-220 ±60 a.C.) portano a ipotizzare una diversa situazione paleoidrografica dell'area legata probabilmente a una deviazione del percorso del Brenta. L'alveo sepolto in laguna rilevato da CANAL (1998), che conduce alle strutture portuali di Malamocco, sembra congiungersi con il tracciato dell'antico "Canal Sciocho" (ripreso dalla carta di Nicolò dal Cortivo del 1534) il quale si collega al dosso della Morosina, definito da BASSAN *et alii* (1994) come lo sbocco in laguna di uno dei *Meduaci duo* citati da Plinio nel I secolo d.C. La datazione ¹⁴C di un campione di torba, situato alla base di sabbie fluviali del Brenta, prelevato lungo la direttrice fluviale che da Arzergrande e Codevigo prosegue verso il dosso della Morosina, è risultata di 2640 ±60 (età calibrata 968-544 a.C.) anni a ¹⁴C BP (LEVORATO, 2002); corrisponderebbe, quindi, a una età di poco precedente all'attivazione di un corso fluviale in quest'area (vedi sottoparagrafo 4.V.5.d. in questo volume).

I dati successivi sono quelli relativi alla deposizione di sedimenti fluviali all'interno della laguna nell'area compresa tra Torson e il margine lagunare (1730±80, età calibrata 89-531 d.C., e 1140±80,

età calibrata 688-1025 d.C., anni a ¹⁴C BP; PIRAZZOLI *et alii*, 1979) e alla identificazione della direttrice fluviale del dosso delle Giare e di alcuni canali lagunari che confluiscono nell'antico "Canal Mazor" con il tracciato di uno dei due *Meduaci* (*Mino* e *Maio Meduaco*) della Tabula Peutingeriana. Questi dati indicherebbero una nuova diversione del Brenta che giustificerebbe, inoltre, la ripresa delle attività nel sito di San Leonardo in Fossa Mala fatta risalire al VI secolo d.C.

4. VII. 6. 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. 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 (1968a), in particolare quella situata nei pressi di Santa Marta (A in fig. 4.68), 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 d'acqua minore (l'antico "fiume Oriago"), il

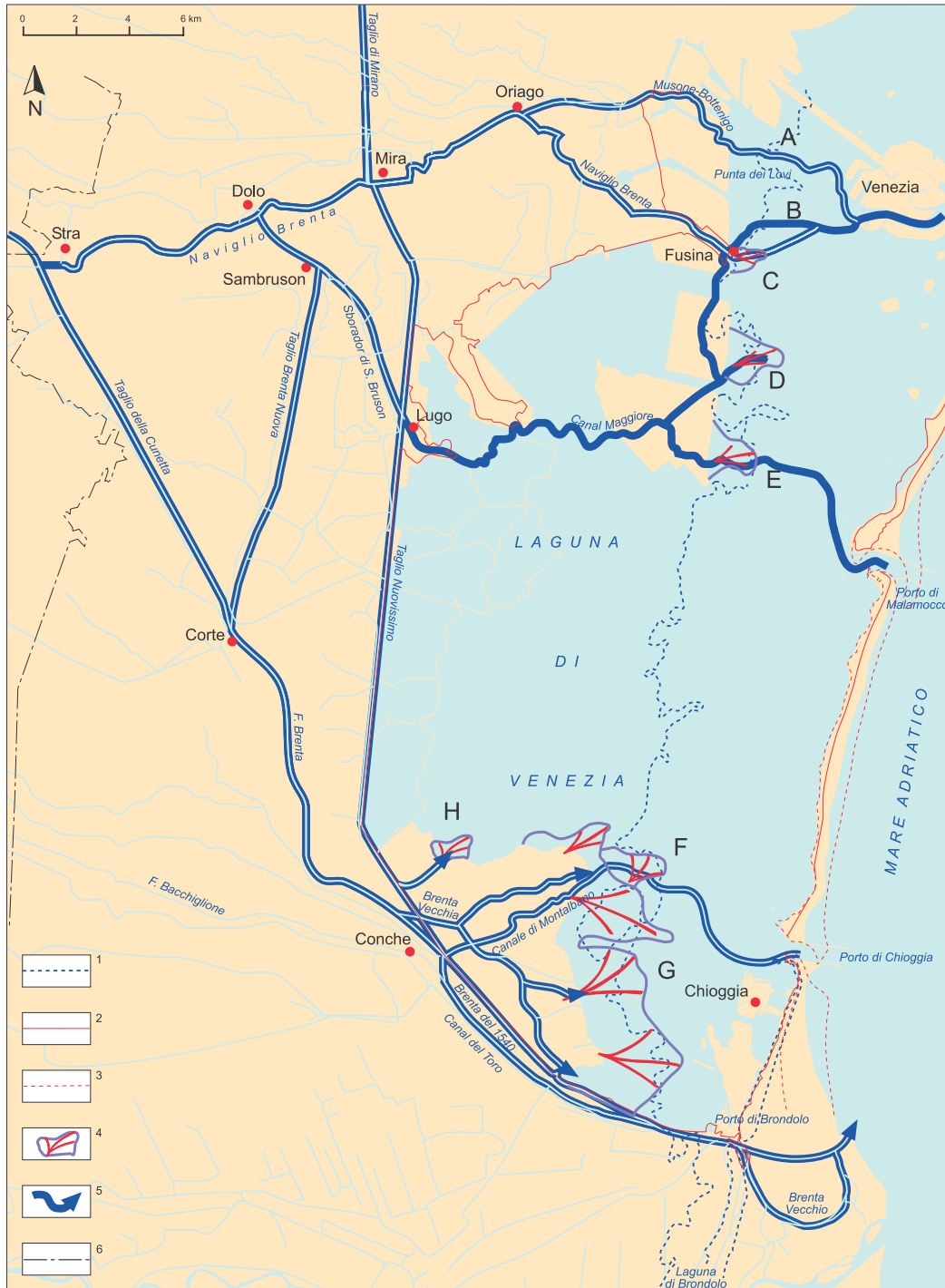
Brenta scaricava le sue torbide in laguna con una ulteriore foce, quella di Fusina (B in fig. 4.68). Il margine lagunare del 1534 in questo punto non evidenzia grossi protendimenti verso l'interno della laguna; è probabile che le acque del Brenta deviassero verso nord-est e, attraverso un antico canale 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. 407.05).

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 alii*, 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. 4.68), 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

Fig. 4.68. 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 Livi; B e C: foce di Fusina; D: foce di Volpego; 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.

Fig. 4.69. Zona barenosa-valliva di Fogolana e laguna sud-occidentale; tra il canale di Corte e Stiocho, il Brenta Nuovo e il Bacchiglione, il litorale del porto di Chioggia e quello di Malamocco di Giovanni Trevisan, Nicolò e Giacomo Alberti, 1542, particolare (ASVE, SEA, Laguna, ds. 6).



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. 4.68) evidenziato anche nella carta del 1534.

Nel 1457 venne aperto lo "Sborador di Samsbruson" (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 attraversando 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 Vechio" 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. 4.68). L'antica *Carta del territorio della Fogolana e di luoghi vicini* di Giovanni Trevisan, Nicolò e Giacomo Alberti, del 1542 (ASVE, SEA, Laguna, ds. 6, IMAGO 81; fig. 4.69), 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 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 *et alii*, 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

Fig. 4.70. Particolare della carta del Denax (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. 4.72. 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).

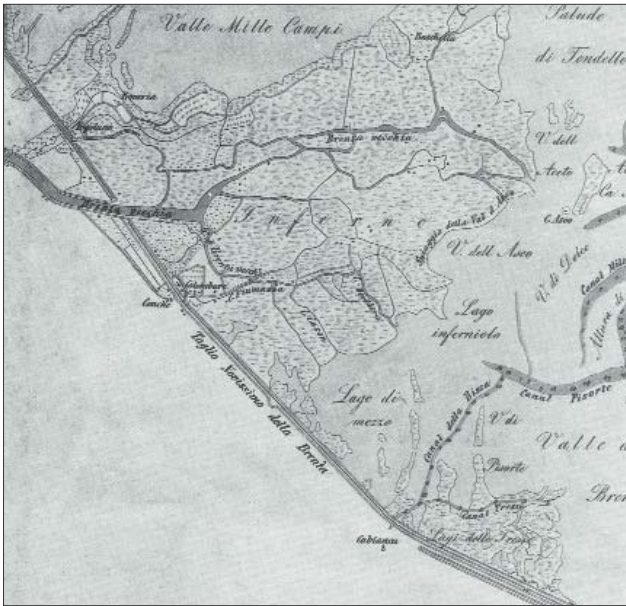
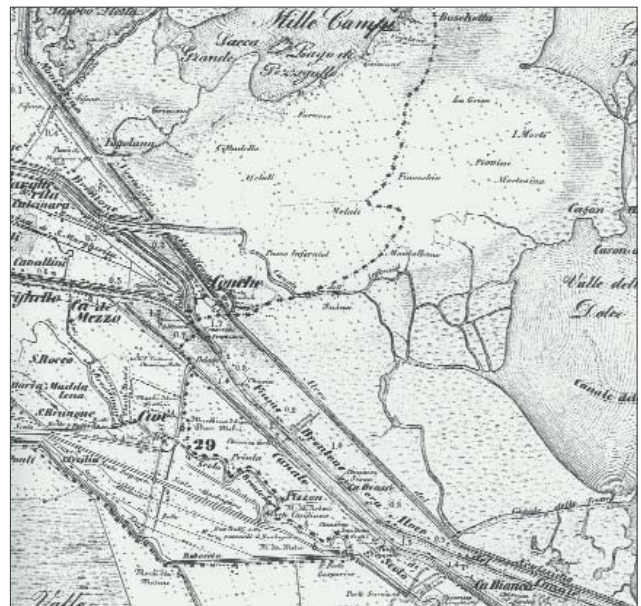
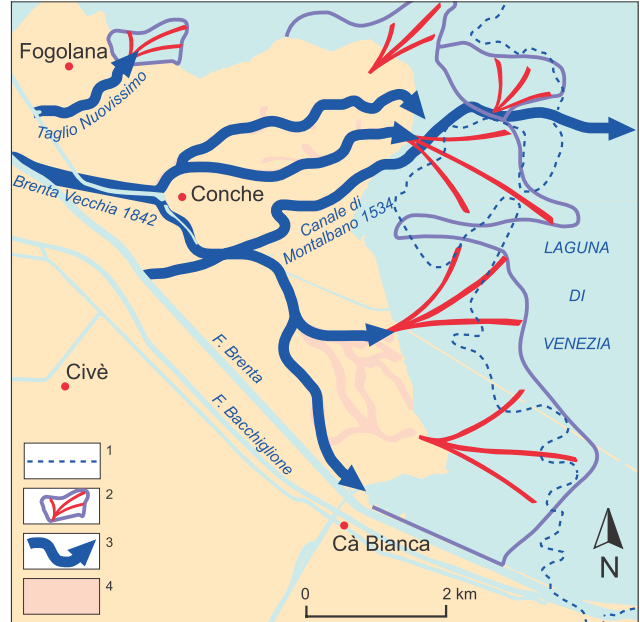


Fig. 4.71. Le principali direttrici di deflusso del Brenta nel settore della Bonifica Delta Brenta durante il XVI e XIX secolo.

Fig. 4.73. 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).



Legenda di fig. 4.71: 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.

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 rico-

noscibile 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. 4.70 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, p. 18) 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 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. 4.71). 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. 4.68). 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. 4.72). Il piccolo delta situato più a nord (H in fig. 4.68), 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. 4.73).

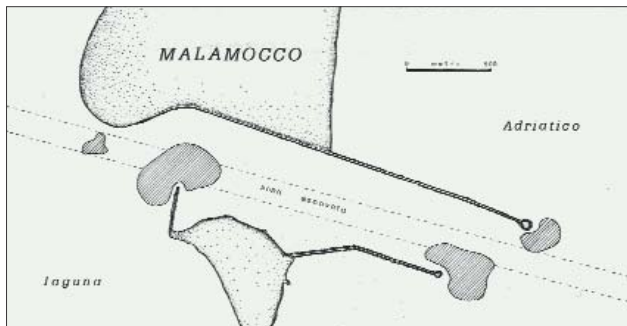
Nel 1858 venne ultimato il Taglio della Cunetta da Fossalovara a Corte, ma solo nel 1896 il Brenta tornò a sfociare a Brondolo attraverso l'attuale alveo, unito al Bacchiglione all'altezza di Ca' Pasqua. Le acque dei due fiumi da quel momento in poi furono definitivamente estromesse dalla laguna di Venezia.

4. VII. 7. 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 (1993). Mentre nel bacino settentrionale questi corpi sedimentari costituiscono delle vere e proprie barene ("barene di canale lagunare"), in quest'area si rinvencono al di sotto del l.m.m., meno sviluppati e privi di vegetazione; per questo tipo di argini sommersi GATTO & MAROCCO (1993) 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

Fig. 4.74. Carta schematica del Porto Canale di Malamocco (da STEFANON, 1980) con l'ubicazione delle quattro fosse di foce lagunare (aree a tratteggio).



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 (fig. 4.74). 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.

4. VII. 8. 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, p. 341), 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 (1991d), 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, 1991d).

Il Lido di Sottomarina, che costituisce l'ultimo tratto verso sud del litorale della laguna di Venezia, si è formato negli ultimi 500 anni; 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

Fig. 4.75. Le principali direttrici di deflusso del Brenta nel settore posto a sud del Naviglio Brenta tra Dolo e Fusina.

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 (1991d) suggerisce l'ipotesi di un insediamento sui cordoni di una cuspid fluviale probabile continuazione dell'apparato deltizio precedentemente descritto.

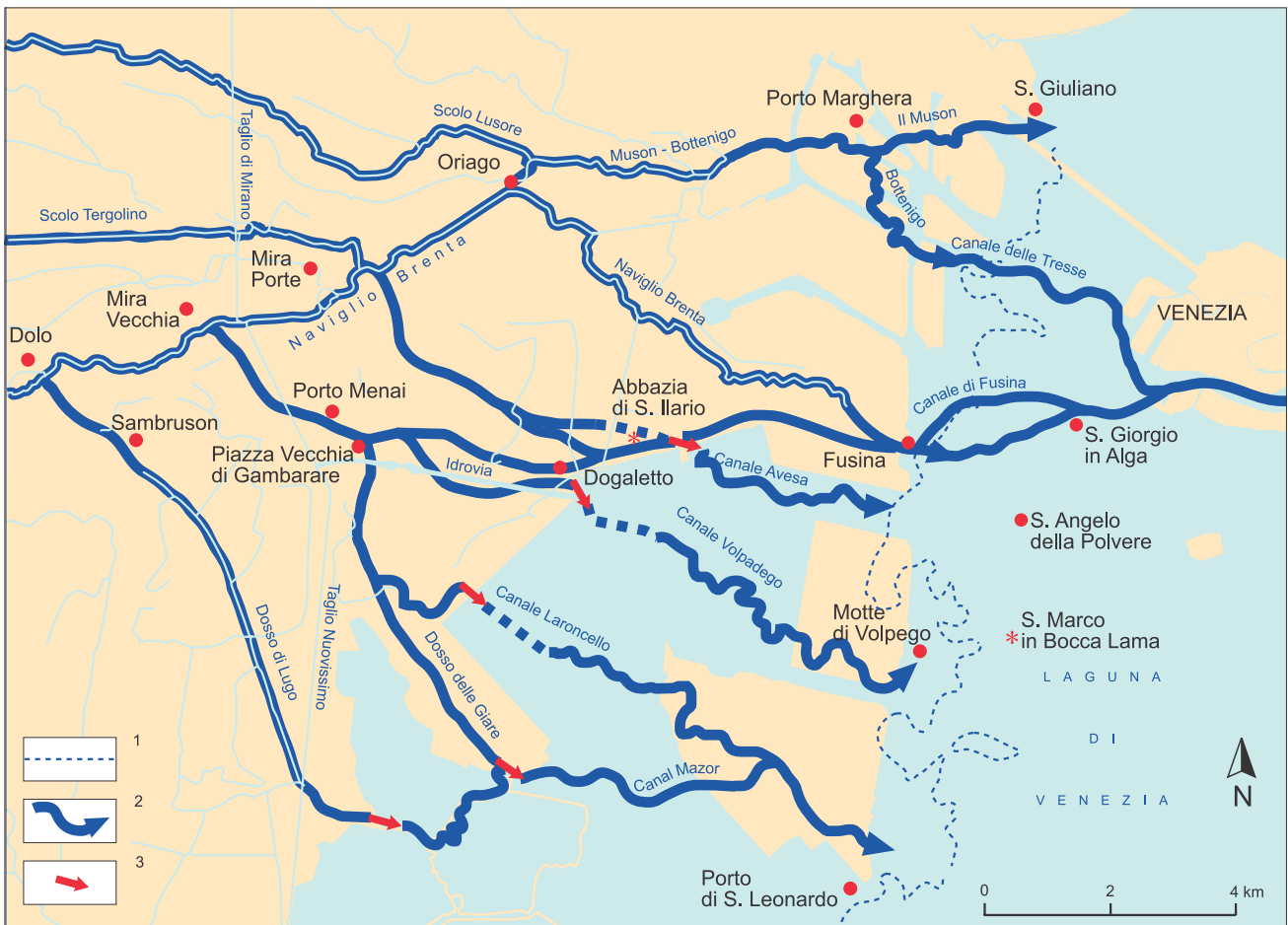
CAPITOLO 4. VIII.

LA LAGUNA CENTRALE

di Sandra Primon, con la collaborazione di Paola Furlanetto per l'archeologia

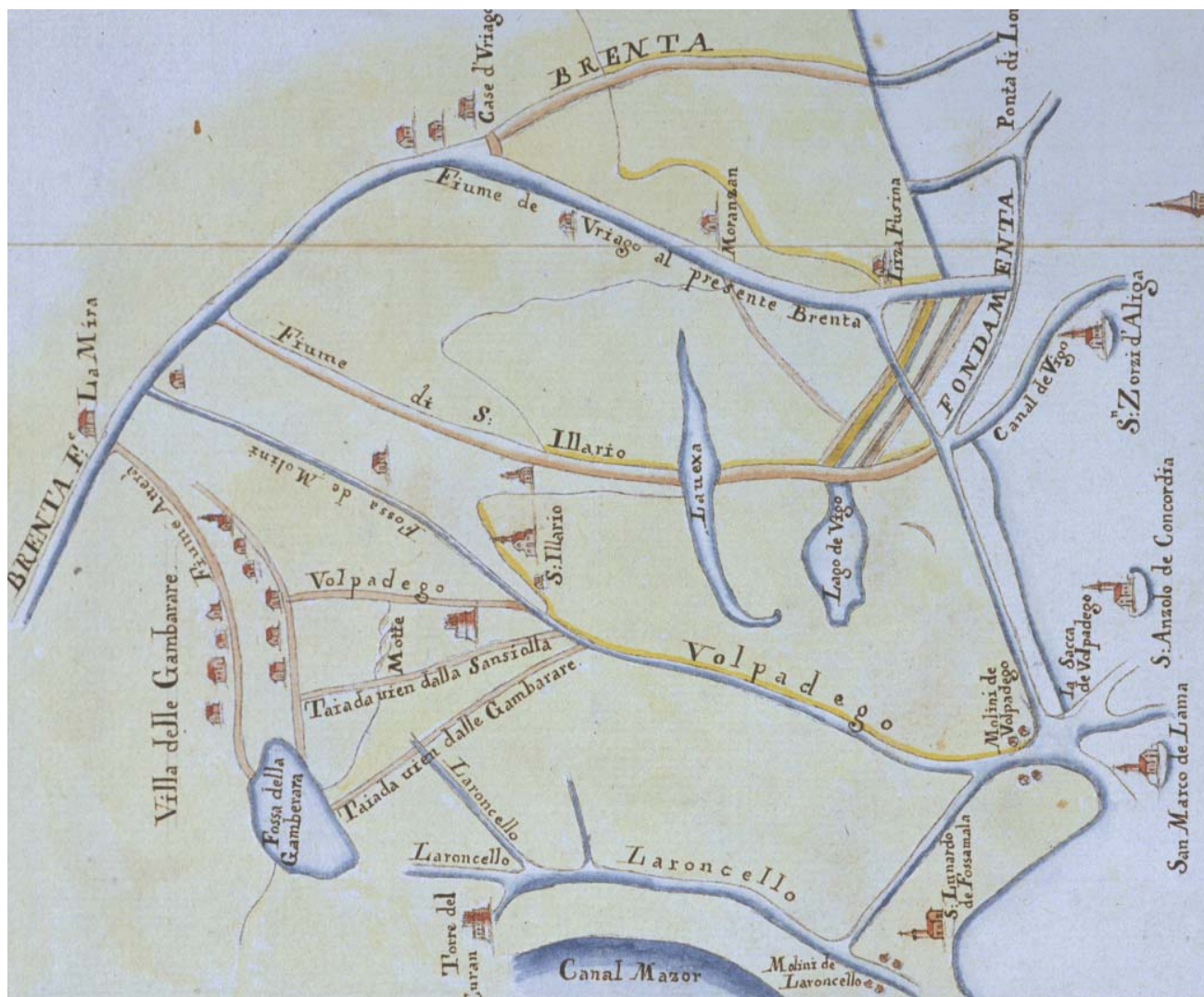
4. VIII. 1. IL TERRITORIO DI SAN ILARIO

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 (*Historia Longobardorum*, III, 23) secondo il quale il Brenta, durante il diluvio che la tradizione colloca nel 589 d.C., poco più a sud di Vigodarzere si aprì un



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.

Fig. 4.76. Entroterra lagunare da Mira alla laguna e dal canale Laroncello al fiume Brenta con il percorso dei fiumi nella zona e toponimi di Bernardino Zandrini, 1726 (ASVE, SEA, Relazioni Periti, b. 602, ds. 1).



nuovo letto fino a Noventa e verso il Piovado.

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, indica che il Brenta interessava quest'area tra il V e il IX secolo d.C. (CASTIGLIONI *et alii*, 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, 1968a). 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 Dogaletto. 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 situa-

ta a sud di Mestre (FAVERO *et alii*, 1988).

Esaminando la situazione idrografica precedente al 1143 descritta dalle varie fonti, si evidenzia che esistevano importanti sistemi fluviali, utilizzati per i trasporti e le comunicazioni, tra Venezia e i territori situati a nord-est di Padova (MARCHIORI, 1986). Il corso d'acqua citato più frequentemente è il Tergola, un fiume di risorgiva che attualmente si unisce al Naviglio Brenta poco più a est di Mira Porte. Nel passato invece, dopo aver deviato verso est all'altezza di Stra, esso sfociava in laguna attraversando il territorio di San Ilario. A nord del fiume Tergola viene indicato il Lusore, un altro piccolo corso d'acqua che a partire da Camposampiero ancora oggi scorre verso sud-est fino alla gronda lagunare (scolo Lusore) e da qui defluisce in laguna attraverso un canale artificiale. Una ulteriore via di comunicazione, di cui oggi non rimane traccia, era rappresentata in antichità dal fiume Una, che da Porto Menai si dirigeva verso l'abbazia di San Ilario e si immetteva in laguna con foce non molto lontana da quella del Tergola (BRUNELLO, 1993).

Osservando la carta geomorfologica si nota che proprio nel punto in cui sulla sinistra idrografica lo scolo Tergolino si unisce al Naviglio Brenta, tra Mira Porte e Oriago, sulla destra si stacca una delle tante antiche diramazioni di questo tracciato, causate dalle frequenti rotte che avvenivano lungo il fiume durante i periodi di piena. Questo paleopercorso fluviale è caratterizzato dalla presenza di un dosso poco pronunciato a cui si associano sedimenti sabbiosi e numerose tracce di paleoalvei (dosso di Mira Porte). Avvicinandosi al margine lagunare nei pressi di Dogaletto queste tracce fluviali affiancano i resti di un insediamento, attribuiti all'antica abbazia di San Ilario, e procedendo verso est sembrano trovare la loro naturale continuazione in un canale lagunare, tuttora denominato Avesa, di cui nella carta geomorfologica è riportato l'antico percorso desunto dalla carta storica di Antonio Vestri del 1692 (ASVE, SEA, Laguna, ds. 74, IMAGO 107; fig. 4.77). Oppure potrebbero continuare in quelle tracce che indicano la pre-

senza di paleopercorsi fluviali o lagunari situati a sud dell'ultimo tratto del Naviglio Brenta presso l'attuale foce di Fusina dove FERSUOCH (1995) localizza l'antica foce del fiume Una (vedi paragrafo 4.V.2.c.(ii)(3) in questo volume).

A sud dell'antico percorso fluviale che si stacca da Mira Porte si notano le tracce frammentarie di un altro paleoalveo che sembrano confluire nell'Avesa in prossimità dei resti dell'antico monastero. Il paleoalveo, sottolineato dalla presenza di un piccolo dosso poco pronunciato (dosso di Dogaletto), si stacca all'altezza di Piazza Vecchia dalla direttrice fluviale precedentemente descritta (dosso di Brentelle) che dopo Porto Menai prosegue verso sud con il dosso delle Giare.

Dopo la diramazione di Mira Porte, il Naviglio Brenta prosegue con il suo dosso in direzione di Oriago per poi deviare verso sud-est e immettersi in laguna presso Fusina (dosso di Malcontenta). Nel punto in cui il Naviglio Brenta devia a sud-est verso Fusina, nella carta geomorfologica si osserva un'ulteriore diramazione del fiume, 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 e trova continuazione nell'antico tracciato del "Fiume Muson", tratto dalla carta storica di Ottaviano Medici del 1628 (ASVE, SEA, Laguna, ds. 41, IMAGO 157; fig. 2.24), e del "Botenigo" ripreso da una carta del XVI secolo (ASVE, Raccolta Terkuz 25, IMAGO 329; fig. 4.78).

In fig. 4.75 sono sintetizzati gli antichi percorsi fluviali, alcuni dei quali tuttora attivi, interpretati dall'analisi della carta geomorfologica. Interessante risulta il confronto tra questo schema e una carta storica del 1540 disegnata da Nicolò dal Cortivo (ASVE, SEA, Laguna, ds. 5, IMAGO 156; fig. 4.52), di cui esaminiamo una fedele riproduzione dello Zendrini del 1726 (ASVE, SEA, Relazioni Periti, b. 602, ds. 1, IMAGO 307; fig. 4.76), risultando quest'ultima di più facile lettura.

Nella carta storica di fig. 4.76, partendo da sud, si riconoscono il "Canal Mazor", il "Laroncello" e il "Volpadego", canali che sembrano defluire da un

Fig. 4.77. Conterminazione della laguna di Antonio Vestri, 1692 (ASVE, SEA, Laguna, 74).

corso d'acqua, denominato "Fiume Anerà", passante nelle vicinanze di "Villa delle Gambarare". Il collegamento tra i canali e il corso d'acqua non è chiaro nella carta del XVIII secolo (analoga a quella del 1540) in quanto si osserva già la presenza, in questo settore del margine lagunare, di alcuni tagli artificiali ("Taiada vien dalle Gambarare", "Taiada

vien dalla Sansiolla", "Fossa de Molini").

Risulta non immediato anche il collegamento interpretato dalla carta geomorfologica (vedi linee tratteggiate in fig. 4.75) tra i paleopercorsi fluviali e i canali lagunari, a causa della presenza dei "Tagli Garzoni" (Taglio Barbieri, Taglio Gagiandra, Taglio Vecchio ecc.) effettuati nel



1611 dai veneziani per facilitare la penetrazione delle acque marine nella parte più interna della laguna (FAVERO *et alii*, 1988). L'antico "Fiume Anerà", comunque, sembrerebbe coincidere con la direttrice fluviale passante per Porto Menai-Piazza Vecchia di Gambarare, indicata da FAVERO (1989; 1991d) e BASSAN *et alii* (1994) come uno dei tracciati lungo i quali vengono collocate le stazioni di posta (*Mino Meduaco* e *Maio Meduaco*) della *Tabula Peutingeriana*, passante attraverso l'odierno Naviglio Brenta e lungo il dosso delle Giare. Secondo Favero (BASSAN *et alii*, 1994) il percorso del Brenta verso Oriago e Fusina si sarebbe attivato solo in seguito alla rotta del 1143. Questa ipotesi è avvalorata da COMEL (1968a) il quale riporta che i monaci dell'abbazia di San Ilario, nel tentativo di impedire l'impaludamento del loro territorio, cercarono «di deviare le acque del Brenta nel Canal Mazor, ossia l'antico letto del Medoaco maggiore; ma inutilmente, perché esse seguendo la via più diretta entrarono nel fiume di Oriago e nel Bottenigo». Osservando la carta storica di fig. 4.76, dopo il "Fiume Anerà", sempre sulla destra idrografica dell'antico Brenta (coincidente con l'odierno Naviglio Brenta), si dirama il "Fiume di San Ilario" il quale fiancheggia la località di San Ilario e defluisce in laguna mediante il "Canal de Vigo" in prossimità dell'isola di "San Zorzi di Alga". Il "Fiume Brenta" prosegue poi verso "Case d'Uriago" dove si divide in due percorsi: quello più a nord si dirige verso la "Punta di Lovi", l'altro, denominato "Fiume di Uriago al presente Brenta", sfocia in laguna nei pressi di "Liza Fusina".

Mentre risulta evidente la corrispondenza tra i due ultimi tracciati storici descritti e i percorsi fluviali dello schema coincidenti con l'antico corso del "Muson-Bottenigo" e con il tratto finale dell'attuale Naviglio, è solo ipotizzabile la corrispondenza tra il "Fiume di San Ilario" e il paleopercorso che sembra essere la continuazione dello Scolo Tergolino. Non è possibile, infatti, stabilire con certezza se questo fosse il tracciato dell'antico fiume Tergola oppure quello di un altro fiume di risorgiva che defluiva in passato attraverso questo settore di frangia lagunare come, ad esempio, il

già citato "Fiume Una" chiamato anche "Canal di San Ilario" o "Canal Publico" (CESSI, 1943). MARCHIORI (1986), ad esempio, ipotizza la corrispondenza tra il tracciato dell'antico fiume medievale (il "Fiume Una") e il paleopercorso fluviale passante per Porto Menai-Dogaletto; inoltre facendo riferimento a fonti diplomatiche del XIV secolo che riportano espressioni del tipo *Brenta Vetus que dicitur Luna*, oppure *Brenta Sica, que dicitur Una* l'Autore ipotizza l'ulteriore corrispondenza tra questo paleopercorso fluviale e il ramo più settentrionale del *Medoacus Maior*.

I dati raccolti per la redazione della carta geomorfologica non sono in grado di confermare l'una o l'altra ipotesi (di Favero o Marchiori), che rappresentano, tra l'altro, solo due delle tante teorie elaborate da vari Autori sui probabili percorsi romani del Brenta (vedi paragrafo 4.V.2. in questo volume).

4. VIII. 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

Fig. 4.78. . Territorio di Mestre e Marghera compreso tra la Brenta ed il corso del fiume Dese e tra il Terraglio e la Laguna, XVI secolo (ASVE, Raccolta Terkuz 25).



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 Campane) e scorrendo in prossimità del Canal Salso (ex "Cava Gradeniga") si immetteva in laguna all'altezza di San Giuliano.

Nella carta geomorfologica si riscontrano tracce di paleoalvei lungo il percorso descritto da BRUNELLO, ma che quest'ultimo corrisponda all'antico tracciato, forse romano, del Musone non se ne ha prova.

COMEL (1968a) 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. Nella carta

geomorfologica è riportato l'antico percorso di questo fiume desunto da due carte storiche; una risalente al XVI secolo (ASVE, Raccolta Terkuz 25, IMAGO 329; fig. 4.78) in cui ancora si nota il collegamento tra il "Fiume Musone" e il "Botenigo", e una del 1628 (ASVE, SEA, Laguna, ds. 41, IMAGO 157; fig. 2.24) dove "Il Musone" 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, 1968b). 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, 1968b). 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.

4. VIII. 3. IL SETTORE DI MESTRE E PORTO MARGHERA di Sara Magri

I dati raccolti per l'intera area urbana e industriale di Mestre e Porto Marghera, non hanno permesso la completa caratterizzazione morfologica di questo territorio, in quanto l'azione dell'uomo ha profondamente modificato e mascherato l'antico assetto ambientale. I dati che hanno dato maggiori informazioni dal punto di vista morfologico sono stati quelli provenienti dall'interpretazione di alcune fotografie aeree della RAF risalenti agli anni '40, prima quindi della forte urbanizzazione dell'area, e dall'analisi della cartografia storica.

La zona rappresentata nella carta al margine *Porto Marghera: idrografia e barene nel 1833 e nel 1903* è situata in un ambiente di transizione tra terraferma e laguna (fig. 4.79). L'area indagata occupa il territorio appartenente al Comune di Venezia e si trova lungo la gronda lagunare tra la foce del Naviglio Brenta a Fusina e l'aeroporto Marco Polo. Da ovest verso est si trovano i seguenti centri abitati: una parte di Chirignago e della Gazzera, Marghera e il suo porto industriale, Mestre, Campalto e una ristretta zona a ovest di Tessera.

L'obiettivo è stato quello di rappresentare le trasformazioni dell'idrografia e delle barene avvenute negli ultimi 170 anni e di evidenziare le differenze tra l'evoluzione naturale e quella antropica cominciata con l'industrializzazione all'inizio del XX secolo (soprattutto dopo la Prima Guerra Mondiale), con la costruzione delle casse di colmata e con lo scavo di canali artificiali di grandi dimensioni sia in terraferma che in laguna per il transito delle navi.

Per questo fine è stata utilizzata la *Carta del Regno Lombardo Veneto* del 1833, scelta perché descrive con dovizia di particolari sia la pianura, sia la laguna e perché, contrariamente ad altre carte dell'epoca, risulta fedele alla cartografia attuale, nella geometria e nelle proporzioni del territorio considerato. Questa è una carta monocromatica che descrive una zona ben più vasta di quella in esame, essendo delimitata a sud dal Porto di Caleri (a sud della foce dell'Adige) e a nord dal Porto di Piave Vecchia (a Cortellazzo).

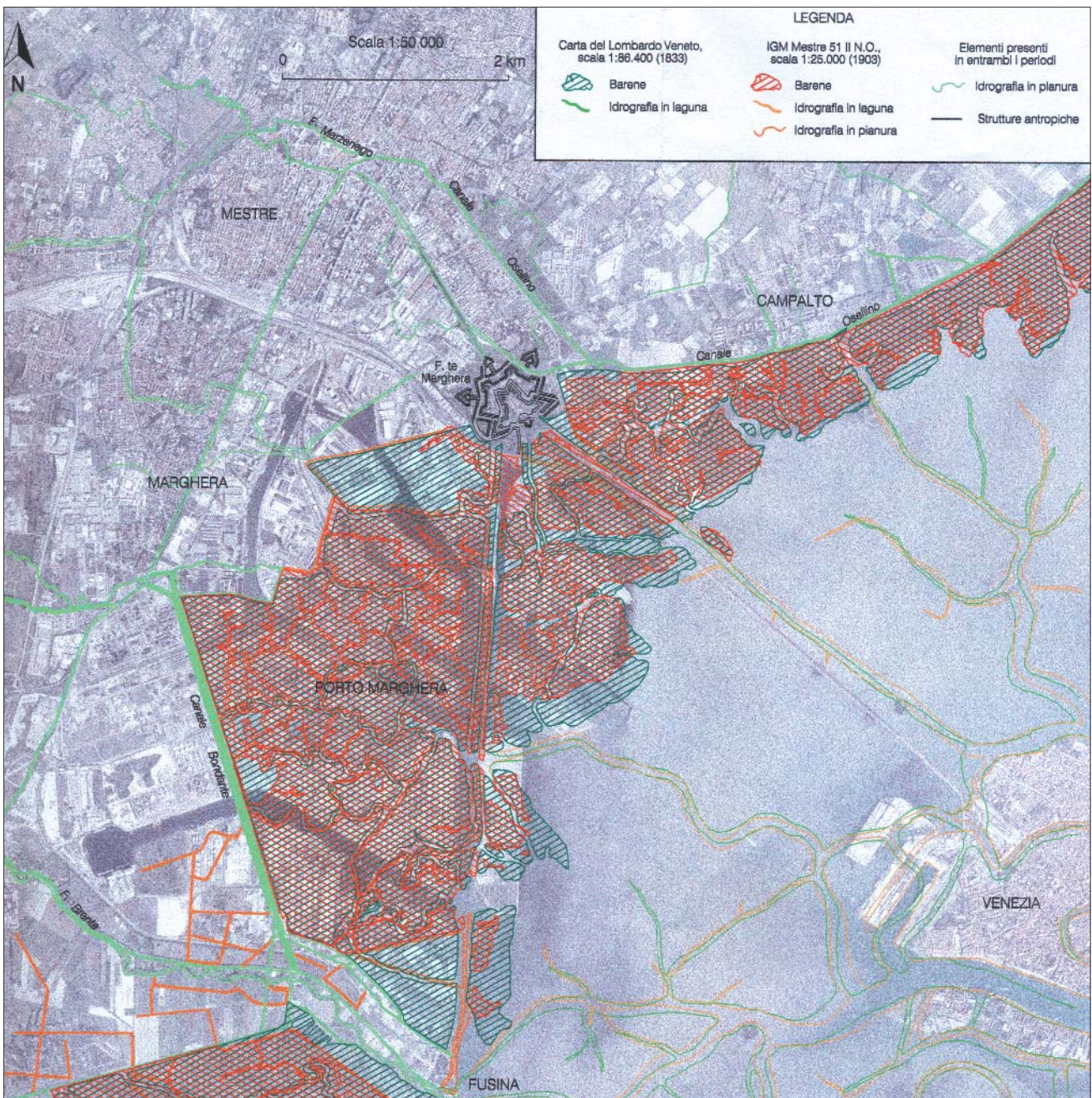
Nella *Carta del Regno Lombardo Veneto* sono disegnati tutti gli elementi idrografici, sia quelli di grande importanza come il Naviglio Brenta, sia i fiumi e i canali che servivano come fonte di energia per vari tipi di attività e come vie di comunicazione tra i centri disseminati nell'area, sia gli scoli che bagnavano le campagne. Ben riconoscibile è il percorso del Marzenego nel centro di Mestre, dove si divide in due rami, per poi riunirsi presso il ponte di Via Colombo e da qui continuare fino a raggiungere le acque dell'Osellino per sfociare in laguna. Sono dettagliatamente rappresentate anche le opere architettoniche del

Fig. 4.79. Idrografia continentale e lagunare ed estensione delle barene nell'area di Porto Marghera negli anni 1833 e 1903.

Forte Marghera e della vicina Polveriera Manin, caratterizzate dalla tipica forma a stella.

La seconda carta utilizzata è la tavoletta IGM Mestre 51 II NO del 1903, carta monocromatica e geometrica che rappresenta la gronda lagunare prima della costruzione del Porto Industriale di Marghera.

Le carte sono state georeferenziate e analizzate; i singoli tematismi presenti in legenda sono stati rappresentati attraverso un insieme di linee e campiture di diverso colore. Con diverse tonalità di verde sono stati cartografati gli elementi presenti nella *Carta del Regno Lombardo Veneto*:
- campitura verde scuro per le barene;



- linea continua verde per l'idrografia in laguna;
- linea continua verde chiaro per l'idrografia in pianura comune ai due periodi.

Con diverse tonalità di rosso sono stati invece cartografati gli elementi presenti nella tavoletta IGM del 1903:

- campitura rosso scuro per le barene;
- linea continua rossa per l'idrografia in laguna;
- linea continua rosso chiaro per l'idrografia in pianura.

Inoltre, sono state rappresentate con una linea continua nera le strutture antropiche.

I tematismi ottenuti sono stati sovrapposti alla foto aerea del 2000 (volo 2000, strisciate 3 e 4, fotogrammi 1100, 1099, 1096, 1077, 1079, autorizzazione D.P.R. 29/09/2000 n. 367) raffigurante la situazione attuale.

Dalla lettura della carta si osserva che in 70 anni, dal 1833 al 1903, le barene nella zona a nord del ponte ferroviario sono rimaste pressoché invariate, mentre si registra un modesto arretramento nella zona compresa tra il ponte ferroviario e Fusina. In questo settore le barene sono ancora separate dalla terraferma dal canale Bondante. I canali lagunari sono immutati, mentre i canali in pianura si differenziano solamente per la presenza di alcuni tratti rettificati nei pressi di Fusina. In circa 30 anni, nel periodo tra le due guerre, sono avvenuti i cambiamenti più evidenti: nell'area di Porto Marghera il territorio è stato radicalmente modificato da ambiente di barena, caratterizzato da lineamenti naturali e dalla presenza di canali sinuosi, a casse di colmata, dai limiti geometrici, divise da canali rettilinei. È da notare, inoltre, la regressione delle barene ancora presenti alla testata del ponte translagunare e nella zona di Campalto-Tessera a causa dell'erosione.

Nell'entroterra è da segnalare, da una parte, l'estinzione dei canali rettificati che dal Naviglio Brenta, presso Fusina, arrivavano fino a Marghera in località Rana, e dall'altra, la creazione di nuovi canali, soprattutto tra il centro di Mestre e i dintorni di Forte Marghera.

Anche in laguna l'idrografia ha subito cambiamenti: sono stati scavati il canale Vittorio

Emanuele III e il canale dei Petroli; sono stati costruiti il Ponte della Libertà e l'aeroporto; sono scomparsi, oppure semplicemente modificati, alcuni dei rami dei canali naturali e sono stati rettificati i tratti dei canali adiacenti alla terraferma. Dagli anni '80 a oggi, invece, la situazione è rimasta inalterata, poiché, per l'inversione di tendenza dell'attività industriale e la stagnazione delle imprese presenti a Marghera, non si sono compiuti altri interramenti o modificazioni dei tracciati dei canali.

In particolare, nella *Carta del Regno Lombardo Veneto* le barene hanno un'estensione notevole dal momento che, in quel periodo, erano più attivi i processi di interrimento piuttosto che quelli di erosione: si nota subito la grande superficie delle barene situate a ovest di Marghera, cioè le barene sulle quali oggi sorge il famoso e discusso Porto Industriale. Esse sono delimitate verso la terraferma dal canale detto "Ramo delle Verze" e la loro maggiore sporgenza si chiama "Punta dei Lovi". L'unico canale rettificato, che, partendo dal Borgo di Marghera, attraversa queste zone completamente, è il Brentella. Tra i vari canali naturali spicca, sia per la sua ampiezza, sia per il suo peculiare tracciato, il canale di Marghera, il quale inizialmente è perpendicolare e poi, piegando ad angolo retto, scorre parallelamente al Brentella, congiungendosi, infine, al canale di Mestre. Altro elemento idrografico di rilievo, localizzato lungo il Brentella, è la "Bocca Grande di Bottenigo", dalla quale si dipartono vari "rami" contrassegnati da tipici nomi di oggetti e mestieri veneziani.

Anche a est di Marghera le barene sono irricognoscibili rispetto a oggi: si vede il canale Tombel al posto dell'attuale Seno della Seppia e c'è una barena solcata da numerosi ghebi, ognuno denominato a seconda della sua località, invece della cassa di colmata che da San Giuliano arriva fino a Passo Campalto. In più, nei pressi di Tessera è evidente la palude del Monte, ora quasi completamente interrata per la costruzione dell'aeroporto Marco Polo. Come allora, però, le barene sono delimitate dall'argine del canale

dell'Osellino, c'è il porticciolo a Campalto, la cavana nell'isola di San Giuliano e la "Punta Lunga", che è la zona più vicina a Venezia perché la più avanzata entro la laguna.

Nelle aree barenicole si individuano le valli da pesca, dove si vedono chiaramente i casoni dei pescatori, i quali avevano un ruolo fondamentale nell'economia lagunare di quei tempi.

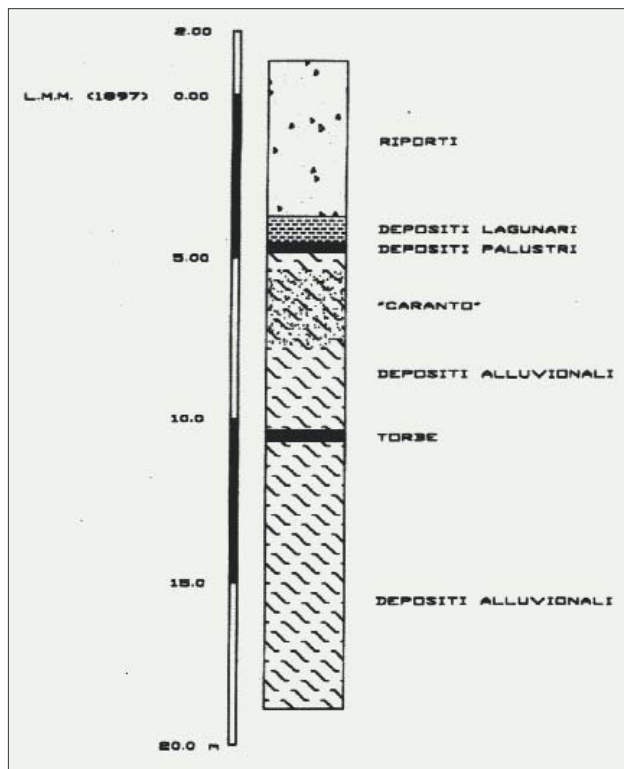
Riguardo ai canali lagunari, infine, è da notare il loro andamento parallelo. Essi, da ovest verso est, sono: il canale delle Tresse, che con andamento leggermente sinuoso, parte dalla "Bocca Grande di Bottenigo" e si congiunge al canale della Giudecca; si immettono nel canal Grande e hanno andamento rettilineo, invece, il canale San Secondo (canale Vittorio Emanuele III) che inizia dal canale di Marghera, il canale di Zeniole che prosegue dal canale Tombel e si divide in varie "cime" e il canale di Campalto, il quale, invece, si divide in "rami".

Oltre agli argini dell'Osellino che separano le barene a est di Marghera, sono ben evidenti anche i confini della barena nell'area ovest: a nord è ancora delimitata dal canale delle Verze, a ovest il suo confine è dato dagli argini del nuovo canale Bondante di Sopra e a sud è interrotta dalla foce del Naviglio Brenta presso Fusina.

Nella carta è indicata anche la posizione degli spartiacque. In particolare la laguna media ne presenta tre: procedendo da ovest verso est, il primo è quello che parte a sud di Fusina e arriva fino a Malamocco; il secondo inizia dal canale di Tessera e, passando a ovest di Murano, finisce al Porto di Lido; il terzo va dalla Punta Lunga al litorale di Sant'Erasmus, sfiorando la zona est di Burano.

Infine, nella tavoletta IGM del 1903 le barene conservano ancora un aspetto pressoché integro in quanto non sono cominciati ancora i massicci interventi che interesseranno la zona di Porto Marghera né tantomeno quella dell'attuale aeroporto. I canali lagunari sono ancora naturali e non rettificati artificialmente. Sono visibili i primi scoli e piccoli canali artificiali che si diramano nell'entroterra soprattutto nella zona di Fusina. Molti di questi ultimi scompariranno

Fig. 4.80. Sintesi stratigrafica dei paleoambienti nel sottosuolo della città di Venezia (da LEZZIERO, 1999).



dalle carte, mentre alcuni saranno artificialmente ampliati.

4. VIII. 4. IL SETTORE DI VENEZIA

Nella carta geomorfologica l'area urbana di Venezia e le isole limitrofe sono contraddistinte dal simbolo di terrapieno; la scelta è motivata dal fatto che i primi 3-4 m di sedimenti superficiali sono costituiti da materiale di riporto. Per individuare lo spessore del riporto delle isole maggiori si sono consultati i sondaggi presenti nella Banca Dati del Consorzio Venezia Nuova, denominata GE.SOND, dove si trovano le stratigrafie dei sondaggi eseguiti da vari committenti, dal 1970 al 1991. Nello specifico sono state esaminate 112 stratigrafie, suddivise come si vede nella tab. 7.

Per ciascuna stratigrafia sono riportati i seguenti dati: ubicazione (coordinate Gauss Boaga, fuso Est), anno di realizzazione (lavori eseguiti), profondità (da 50 cm a oltre 40 m) e committente.

Nelle stratigrafie il riporto può venir descritto

Fig. 4.81. Litologia e ambiente di deposizione dei sedimenti presenti nel sottosuolo di Venezia e Murano. Ogni colonna stratigrafica riassume le caratteristiche principali di ciascun sito (da SERANDREI BARBERO *et alii*, 2001).

Tab. 7. Entità dei riporti di alcune isole della laguna di Venezia.

ISOLA	N° stratigrafie	Riporto minimo (m)	Riporto massimo (m)	Riporto medio (m)
Venezia	75	0,15	8,20	3,5
Burano	9	1,6	3,2	2,2
Murano	17	1	6	4
Torcello	11	0,96	2,2	1

come “marciapiede in elementi di trachite”, “calcestruzzo e inerti arrotondati prevalentemente carbonatici, armatura metallica orizzontale e verticale”, “materiale eterogeneo: melma, conchiglie e resti di cotto” o altro.

I vari studi effettuati in queste aree hanno evidenziato che la sequenza dei depositi costituenti il sottosuolo di Venezia (fig. 4.80) è chiusa verso

l’alto da depositi legati all’attività antropica. LEZZIERO (1999) precisa che per uno spessore mediamente compreso tra 3,5 e 4 m, variabile da zona a zona anche in funzione della situazione altimetrica originaria del sito, si rinvencono riporti a diversa granulometria, ma in prevalenza sabbioso-limosi, ricchi di materiale sia di origine antropica (ceramiche, laterizi, malta) sia natura-

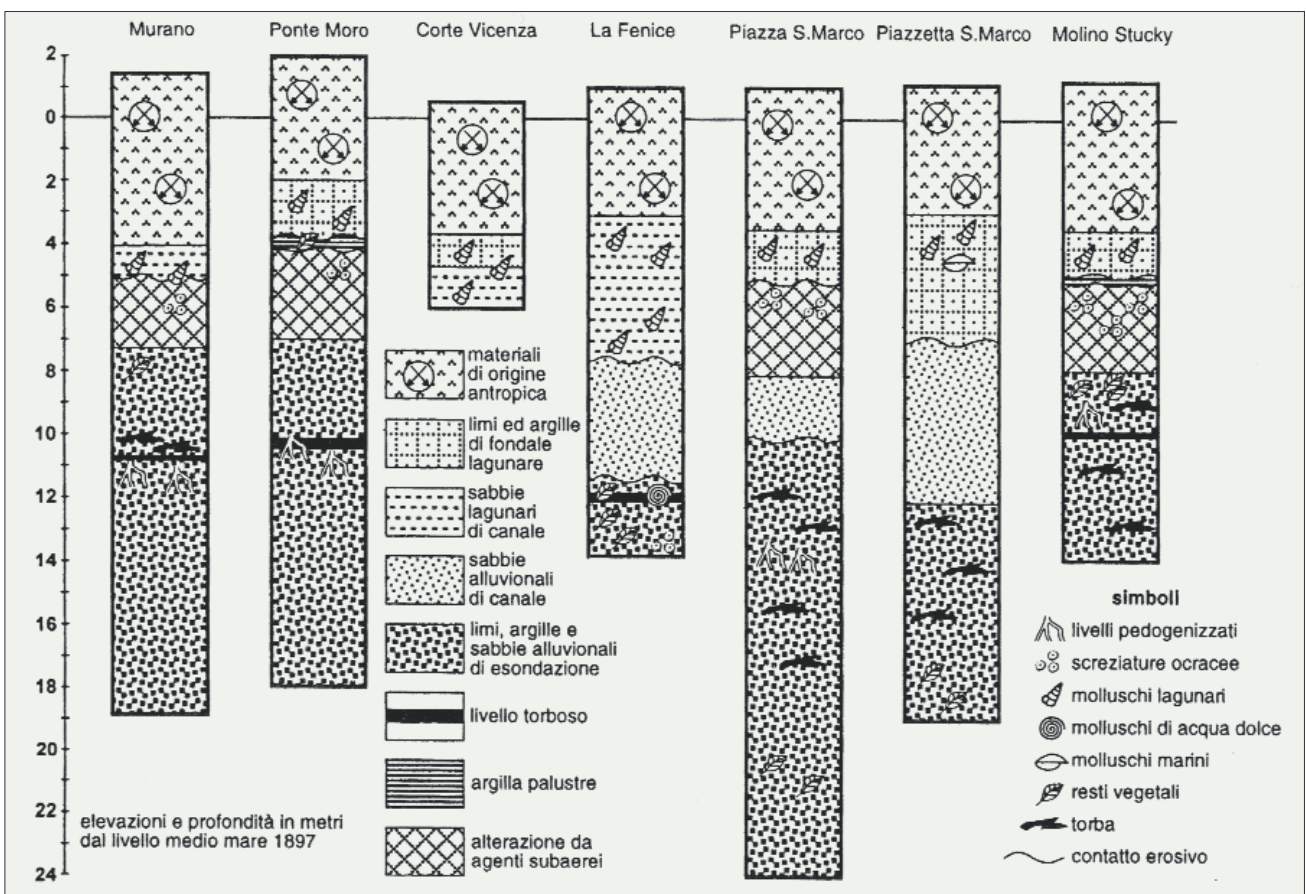


Fig. 4.82. In alto. Litologia e ambiente di deposizione dei sedimenti presenti nel sottosuolo di Piazza San Marco a Venezia (da McLENNEN *et alii*, 1997). Le datazioni ^{14}C sono presentate come anni BP da un asterisco lungo ogni carota.

Fig. 4.83. In basso. Litologia e ambiente di deposizione dei sedimenti sottostanti Piazza San Marco a Venezia (da SERANDREI BARBERO *et alii*, 2001).

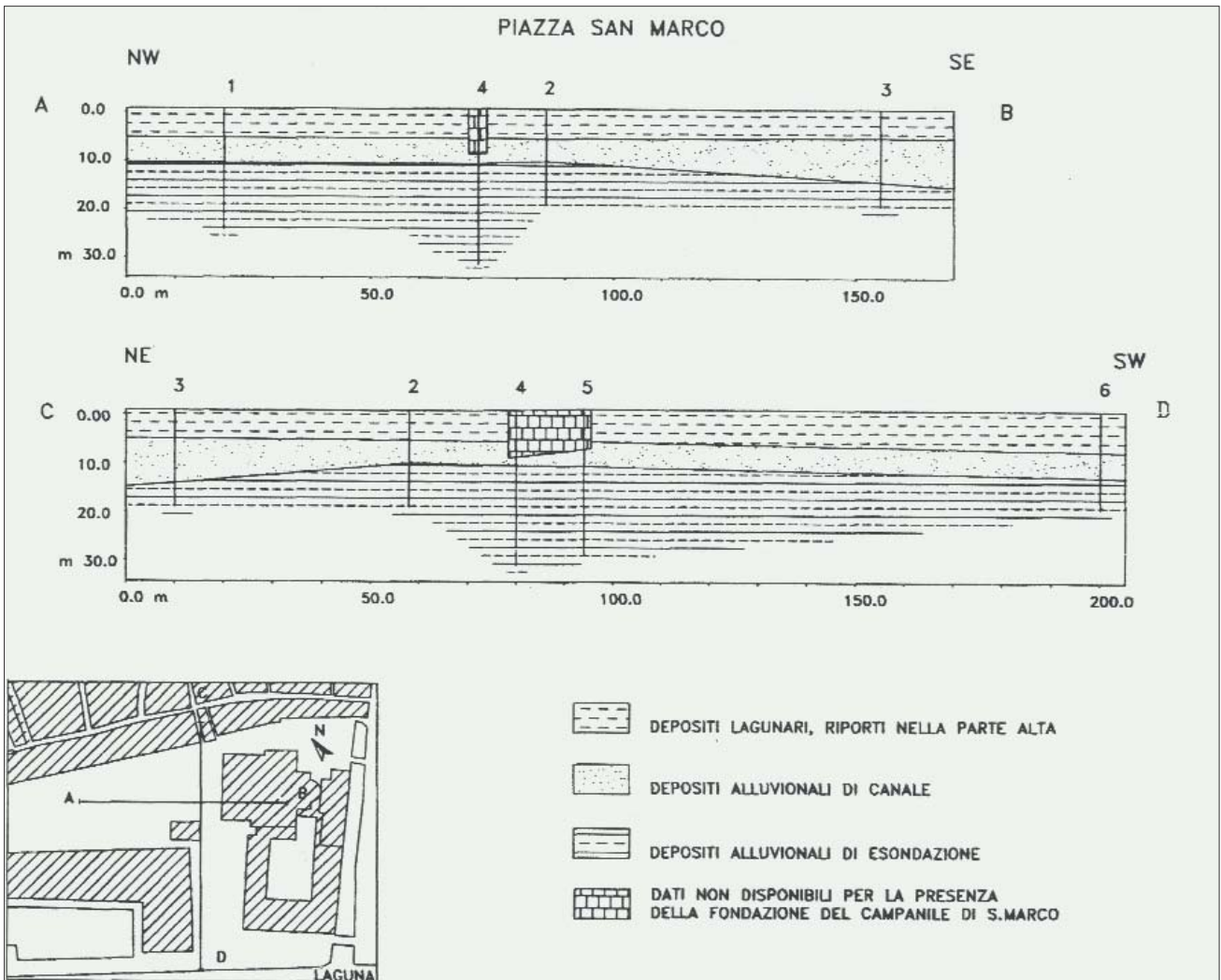
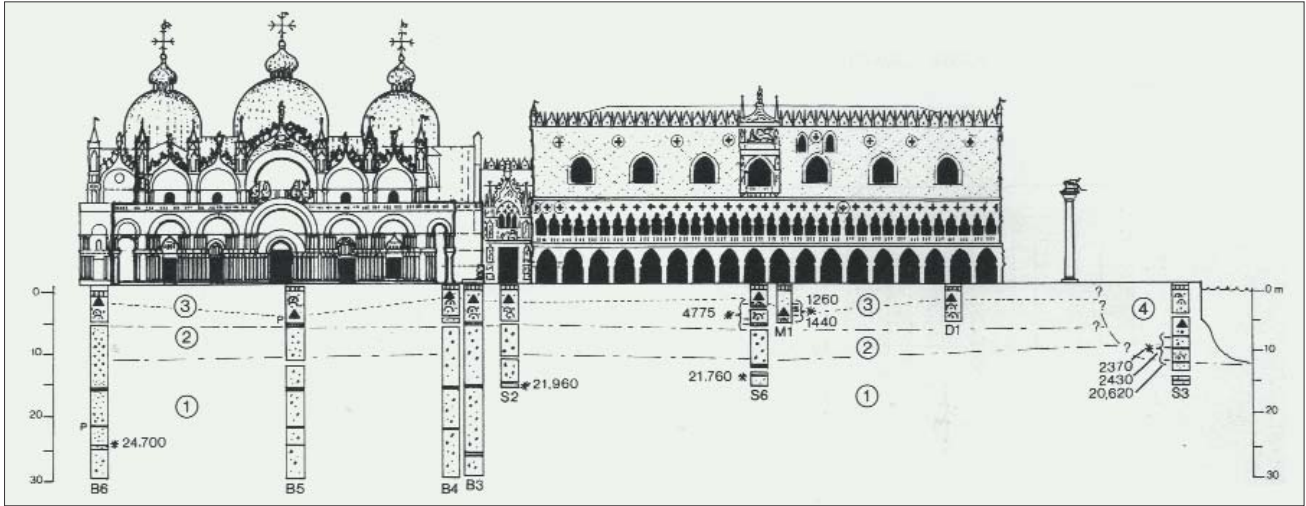


Fig. 4.84. Rappresentazione schematica del sottosuolo litologico desunta dalle stratigrafie di 18 sondaggi eseguiti lungo il litorale della laguna di Venezia (da Tosi, 1994).

li, come ciottoli alluvionali, malacofauna lagunare, vegetali ecc. L'origine del materiale di riporto è molto varia; in massima parte proviene da depositi lagunari o di spiaggia, oppure dal disfacimento di materiali da costruzione. LEZZIERO (1999, p. 197) conclude specificando che «gli spessi riporti che costituiscono la parte superficiale della città ben rappresentano gli sforzi compiuti dai veneziani per difendere il territorio dall'invasione delle acque legata alla risultante tra i due fenomeni di eustatismo e subsidenza».

SERANDREI BARBERO *et alii* (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, di cui riassumeremo le principali caratteristiche, che costituiscono il sottosuolo della città di Venezia fino a una profondità di 24 m dal l.m.m. (fig. 4.81). Al di sopra di questa quota si trovano depositi alluvio-

nali depositi 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, depositosi 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 *et alii*, 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" (GATTO & PREVIAELLO, 1974; MOZZI *et alii*, 2003) costituito prevalentemente da argille o limi sovra-

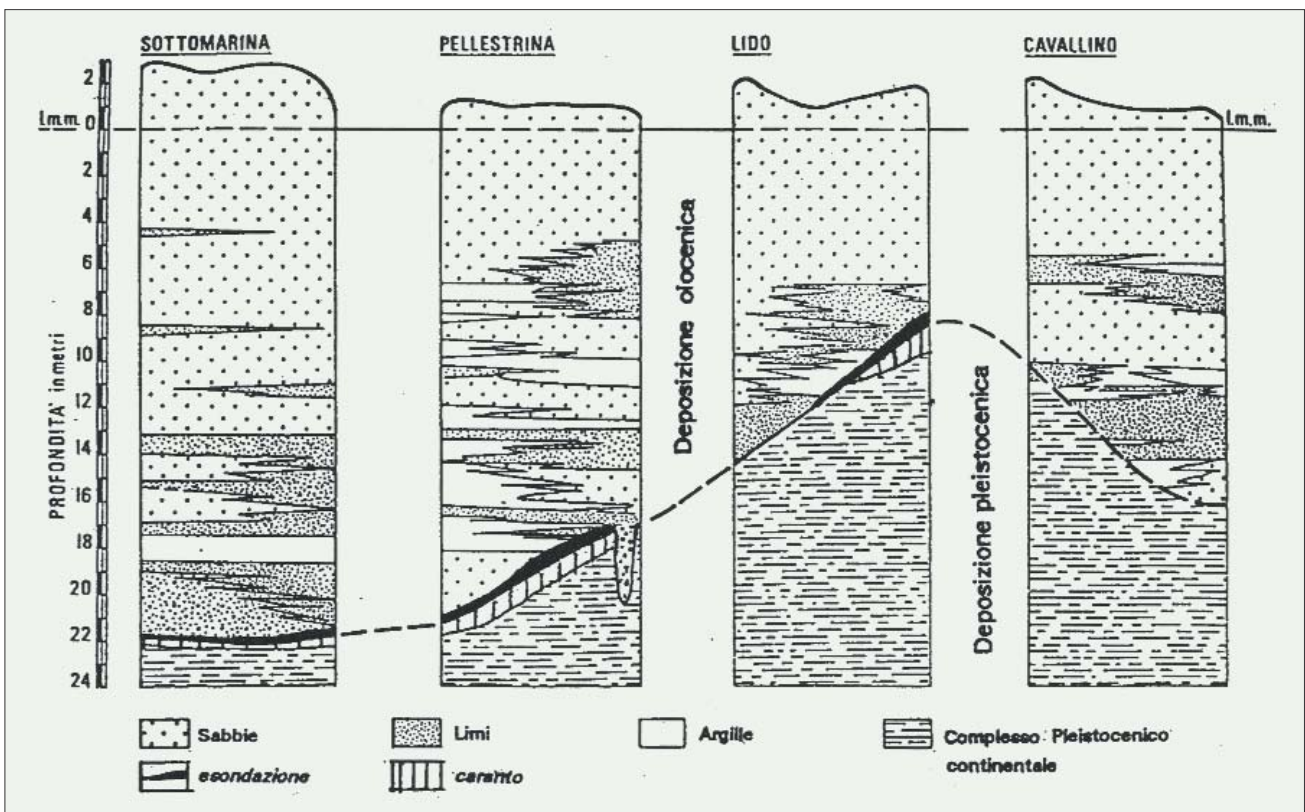


Fig. 4.85. Marginamento degli Orti Lagunari descritto da Cassiodoro nel VI secolo d.C. (da MINISTERO DEI LAVORI PUBBLICI, 1970)

consolidati, ma anche da sabbie normalconsolidate, con screziature ocracee diffuse e concrezioni calcaree spesso organizzate in livelli. Questo orizzonte è il risultato di una fase di alterazione, avvenuta tra 18.000 e 7000 anni BP (BORTOLAMI *et alii*, 1977), che ha interessato tutti i depositi allora esposti della piana di esondazione.

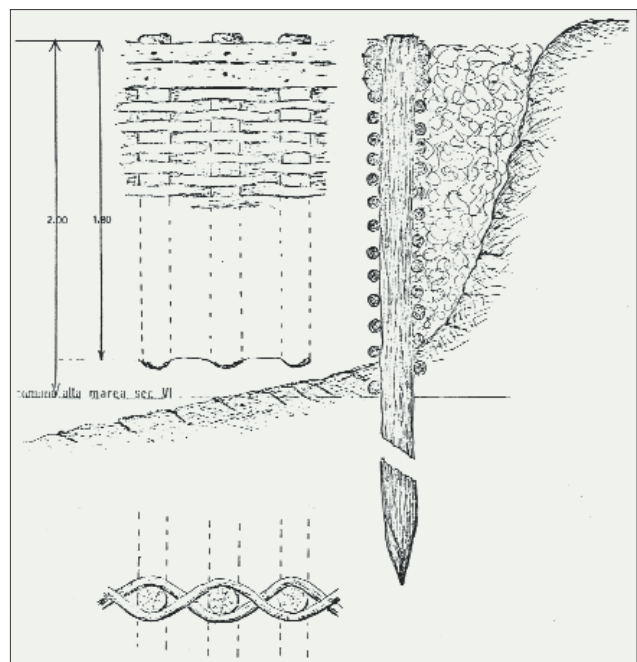
Al di sopra della successione alluvionale si trova un livello fine ricco di resti vegetali interpretato come palustre; attraverso un contatto di tipo erosivo, a una profondità di circa -5 m, si passa ai depositi lagunari sovrastanti. Questi ultimi sono costituiti in prevalenza da sedimenti argilloso-limosi 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 alii*, 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 *et alii* (1997) (fig. 4.82). 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 (fig. 4.83) 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 alii* (2001) fanno notare che lo spessore dei sedi-

menti 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 da FAVERO (1983) in precedenza, l'area del centro storico di Venezia non sembra essere quindi la continuazione di quell'alto morfologico individuato nei pressi di Campalto, attribuito a un paleoalveo del Brenta e probabilmente collegato a un altro alto morfologico (fig. 4.84) riconosciuto nel sottosuolo della bocca di Lido (TOSI, 1994).

4. VIII. 5. 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 (1991d, p. 72) 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...» (fig. 4.85). 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 (1991d) nel suo lavoro sulla laguna di Venezia 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, 1991d, p. 75).

4. VIII. 6. IL SETTORE DI CAMPALTO - TESSERA

Favero (FAVERO *et alii*, 1988) individua nei dintorni di Campalto tra Mestre e Tessera, in un'a-

rea 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'Erasmus; 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 (fig. 4.86).

La porzione del margine interno lagunare che interessa l'area di Campalto e Tessera è rappresentata 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 *et alii*, 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 (siti 839/842) a una profondità compresa tra 0,50 e 1 m sul livello medio mare nell'area barenicola antistante l'aeroporto Marco Polo, fa ritenere

Fig. 4.86. Rappresentazione schematica della laguna di Venezia recante la posizione più interna raggiunta dalla linea di spiaggia (linea a triangoli piccoli). La linea a triangoli più grandi separa l'area in cui i primi sedimenti lagunari si trovano a oltre 6 m di profondità da quella più interna, ove i sedimenti lagunari hanno uno spessore minore. L'area punteggiata a nord di Venezia indica la zona sommersa alla fine dell'epoca romana (da FAVERO, 1983).



che l'area compresa tra San Giuliano, l'Isola di Carbonera e la Palude Pagliaga (fig. 4.86) sia stata invasa dalle acque lagunari solo in seguito all'ingressione marina verificatasi alla fine dell'epoca romana (FAVERO *et alii*, 1981).

In MOZZI *et alii* (2003) viene descritto lo studio delle caratteristiche sedimentarie, pedologiche e palinologiche effettuato su alcune carote prelevate in questo settore della laguna, tra la foce del fiume Dese e Porto Marghera, che ha consentito di ricostruire l'evoluzione tarsoquaternaria dell'area. Durante l'Ultimo Massimo Glaciale 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 (*megafan*

di Bassano, vedi paragrafo 4.V.1 in questo volume). 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 attivi per circa 8000-12.000 anni. I processi di ridistribuzione dei carbonati attraverso il profilo del suolo portarono alla formazione di orizzonti calcici di tipo B e C. Questi paleosuoli corrispondono al cosiddetto "caranto" che rappresenta un orizzonte significativo dell'area lagunare, al di sopra del quale si trova una importante discontinuità stratigrafica. I primi depositi di chiara origine lagunare (*facies* di fondo lagunare, di piana intertidale e di palude salmastra) sono con ogni probabilità di età post-romana e giacciono direttamente sul "caranto" a profondità da 1 a 3 m sotto il livello del mare. In un primo episodio sedimentario vennero depositi non più di 1 metro di sedimenti, al di sopra dei quali si osserva una discontinuità stratigrafica di rango inferiore. La datazione mediante radiocarbonio di orizzonti organici O dei suoli sviluppati in questi depositi ha fornito importanti dati cronostratigrafici in aiuto agli studi sugli innalzamenti recenti del livello marino. Ad esempio questi sono stati stimati dell'ordine di 2,3 m da 1055 e 954 cal BP al presente nell'area EniRisorse di Porto Marghera e di 1,1 m dal 640-592 cal BP al presente nell'area ABIBES di Porto Marghera-Fusina.

Il successivo e ultimo evento sedimentario, avvenuto tra il Medio Evo e i giorni nostri, ha determinato in questo settore l'accumulo di una ulteriore coltre di sedimenti con uno spessore massimo di circa 2 m.

IL "CARANTO" NEL SOTTOSUOLO DELLA LAGUNA DI VENEZIA
di Paolo Mozzi

Con il termine "caranto" nell'area lagunare veneziana si identifica un livello ubicato alla base dei depositi lagunari, frapposto alla sottostante serie alluvionale. Questo intervallo, mediamente spesso 1-2 m, è costituito da limi argillosi e argille notevolmente compatti, con colorazioni screziate dall'ocra al grigio e comuni noduli carbonatici duri con diametro da pochi millimetri a 1-2 cm. Nella carta geomorfologica la presenza del caranto è segnalata con apposita simbologia, corredata dell'indicazione della quota del tetto dell'intervallo rispetto al livello medio marino.

Il caranto è descritto per la prima volta nella letteratura scientifica da MATTEOTTI (1962) che, in un lavoro centrato sulle caratteristiche geotecniche dello strato, lo definisce un'"argilla precompressa". Il seguente studio di GATTO & PREVIADELLO (1974) oltre a ribadire la natura di argilla sovraconsolidata del caranto, avanza delle ipotesi relativamente alla sua genesi e stratigrafia nel sottosuolo della laguna centrale. La sovraconsolidazione viene imputata al disseccamento e all'alterazione per esposizione subaerea dei sedimenti alluvionali limoso-argillosi al tetto della serie continentale "würmiana". È dunque interpretato come un paleosuolo, che corrisponde alla lacuna stratigrafica esistente tra i depositi continentali tardo-pleistocenici e i sedimenti marino-lagunari della trasgressione versiliana. La pendenza complessiva dello strato è verso ESE; tende ad affiorare in corrispondenza del margine interno della laguna e raggiunge le massime profondità (tra -9 e -13 m s.l.m.) nell'area litoranea. Sulla base di circa 700 sondaggi geognostici viene anche ricostruita una *Carta del caranto*. Questo livello risulta presente lungo tutto il margine interno della laguna, nel settore compreso tra San Leonardo e le Motte di Volpego, a Venezia e sul litorale, mentre è assente in un'ampia zona posta alla spalle del Lido. Esso è però sempre lateralmente discontinuo, interrotto da fasce nastriformi larghe da poche centinaia di metri a 1-2 km e lunghe alcuni chilometri, con direzione complessiva NW-SE. Le soluzioni di continuità del caranto sono, secondo gli Autori, dovute a fenomeni di erosione fluviale successivi allo sviluppo dell'alterazione. Queste incisioni sarebbero di età post-glaciale, precedenti all'instaurarsi dell'ambiente lagunare, e imputabili in massima parte all'azione del Brenta.

GATTO (1980, 1984) ricostruisce l'andamento del

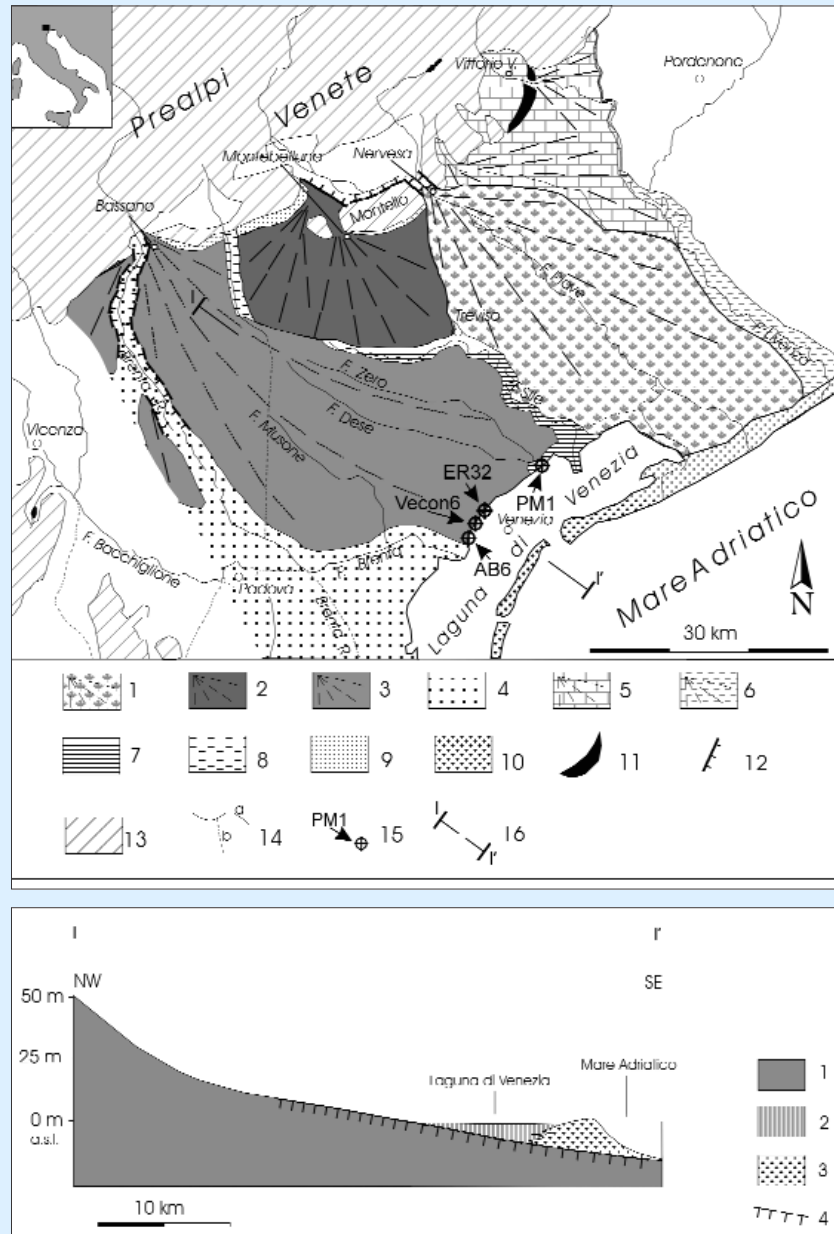
caranto nel sottosuolo del litorale veneziano, utilizzandolo come marker del limite tra il complesso continentale del Pleistocene superiore e il complesso lagunare-costiero olocenico. La profondità del caranto, osservata su un totale di 18 sondaggi distribuiti tra il litorale del Cavallino e Chioggia, è minima all'estremità nord-orientale dell'isola del Lido (ca. -8 m s.l.m.) e aumenta progressivamente verso SW giungendo a -20 m s.l.m. a Pellestrina. Viene così identificata una zona di alto morfologico della pianura alluvionale pleistocenica in corrispondenza della porzione centrale del litorale veneziano. Nei sondaggi più meridionali sono state riscontrate evidenze di rimaneggiamento del caranto in ambiente litoraneo, avvenuto durante la trasgressione (TOSI, 1994b).

Il caranto è stato recentemente oggetto di uno studio stratigrafico, paleopedologico e palinologico, basato sull'analisi di 4 sondaggi ubicati al margine interno del settore centrale della Laguna di Venezia, tra la foce del F. Dese e Porto Marghera (Mozzi *et alii*, 2003). In accordo col contesto stratigrafico generale già definito negli studi precedenti, una sequenza lagunare presumibilmente riferibile agli ultimi 2000 anni e ancora in aggradazione in età medievale e moderna ricopre qui, con spessore esiguo, una serie fluviale datata 21.000-18.000 a ¹⁴C BP ma probabilmente in sedimentazione almeno fino a circa 14.500 a ¹⁴C BP. Inquadrandosi i depositi fluviali nell'ambito del quadro cronostatigrafico della pianura veneta centrale si evince che il sistema sedimentario attivo nell'area di studio durante il Pleistocene finale era quello del Brenta (megaconoide di Bassano) (fig. 4.87). Al tetto dei depositi alluvionali è presente il caranto (fig. 4.88).

Lo studio paleopedologico di queste serie sedimentarie, con l'esecuzione di analisi chimico-fisiche e micromorfologiche, ha dato riscontro della natura pedogenetica delle figure di alterazione che contraddistinguono il caranto. In particolare sono stati riconosciuti i tipici orizzonti di accumulo dei carbonati (gli "orizzonti calcici" della terminologia pedologica, la cui presenza è segnalata con la lettera "k" a suffisso della lettera identificante gli orizzonti B o C), con anche fenomeni di mobilitazione del ferro e riprecipitazione come ossidi e idrossidi, caratteristici degli orizzonti a gley (suffisso "g" nella sigla degli orizzonti). Il caranto è stato dunque interpretato come un suolo sepolto, che si è sviluppato al tetto della serie alluvionale pleistocenica sulla superficie del tratto distale del megaconoide di Bassano. L'arco temporale

Fig. 4.87a. Schema geomorfologico della pianura veneta centrale, con l'ubicazione dei sondaggi di fig. 4.87b (MOZZI *et alii*, 2003, modificato).

Fig. 4.87b. Sezione geologica (da MOZZI *et alii*, 2003, modificato).



Legenda di fig. 4.87a: 1) *megafan* di Nervesa (Pleistocene superiore, Olocene); 2) *megafan* di Montebelluna (Pleistocene superiore); 3) *megafan* di Bassano (Pleistocene superiore); 4) pianura alluvionale del F. Brenta (Olocene); 5) conoidi dei fiumi Monticano, Cevada e Meschio (Olocene); 6) pianura alluvionale del F. Livenza (Olocene); 7) pianura alluvionale dei fiumi Sile, Desè e Zero (Olocene); 8) pianura alluvionale del F. Musone (Olocene); 9) fascia dei conoidi pede-collinari (Olocene); 10) depositi sabbiosi litoranei (Olocene); 11) anfiteatro morenico (Pleistocene superiore); 12) scarpate di erosione fluviale; 13) aree montane e collinari; 14) idrografia naturale (a) e artificiale (b); 15) localizzazione dei sondaggi; 16) ubicazione della sezione geologica di Fig. 4.87b.

Legenda di fig. 4.87b: 1) depositi alluvionali del *megafan* di Bassano (Pleistocene superiore); 2) depositi lagunari (Olocene); 3) depositi litoranei (Olocene); 4) correlazione dei suoli calcici del tratto distale del megaconoide di Bassano (linea continua) con il paleosuolo "caranto" sotto i depositi lagunari (linea tratteggiata).

per la sua formazione è compreso tra la cessazione dei processi fluviali, avvenuta successivamente a 14.500 a ¹⁴C BP e probabilmente prima dell'inizio dell'Olocene (MOZZI, 1995; MOZZI, 1998; BONDESAN A. *et alii*, 2002b), e l'ingressione lagunare. Nell'area di studio quest'ultima è attribuibile al periodo post romano, e dunque l'intervallo complessivo durante cui la pedogenesi ha potuto agire è stato di 8000-12.000 anni.

Nel profilo stratigrafico di fig. 4.87 è posta in evidenza la continuità fisica tra la superficie con caranto sepolta sotto i fanghi lagunari e le estremità ancora affioranti del *megafan* di Bassano. I suoli calcici sviluppati sui depositi di esondazione limoso – argillosi di questo tratto di bassa pianura, classificabili come dei Calcisols secondo FAO (1998) (GIANDON *et alii*, 2001), presentano delle caratteristiche pedogenetiche del tutto analoghe al caranto. I suoli sui dossi, distribuiti in fasce larghe centinaia di metri e lunghe anche decine di chilometri, sono invece piuttosto diversi essendo generalmente sabbiosi, parzialmente decarbonatati per lisciviazione, meglio drenati e privi di orizzonti calcici significativi; dei Cambisols secondo FAO (1998) (GIANDON *et alii*, 2001). Queste differenze sono imputabili interamente a fattori di controllo della pedogenesi quali la granulometria del materiale parentale, la posizione topografica, la profondità della falda, le caratteristiche del drenaggio interno.

Di interesse è il fatto che la distribuzione relativa di queste due tipologie di suoli sia planimetricamente simile a quanto ricostruito da GATTO & PREVIADELLO (1974) nella già menzionata *Carta del caranto*, anche per quanto riguarda le direzioni dominanti di allungamento in senso NW-SE. Pare probabile che almeno parte delle lenti sabbiose che interrompono la continuità laterale del caranto corrispondano alla trama dei dossi del Brenta tardo-pleistocenico, formati precedentemente alla fase di pedogenesi, e non a ipotetici canali fluviali attivi successivamente alla formazione del paleosuolo. Tenendo conto che l'alterazione pedogenetica dei depositi sabbiosi di dosso non crea quelle evidenze macroscopiche che si verificano sui sedimenti fini di esondazione e che contraddistinguono il caranto, ma può esplicarsi solo in termini di una locale decarbonatazione e sviluppo di screziature, è normale che essa possa essere sistematicamente omessa nelle descrizioni di carotaggi fatti a fini applicativi, dove risulteranno delle semplici "sabbie". In un recente studio di dettaglio del sottosuolo di Piazza San Marco a Venezia questo fenomeno è stato però docu-

mentato (SERANDREI BARBERO *et alii*, 2001). Qui si è osservato che l'alterazione del tetto della serie pleistocenica legata a «una fase di prolungata esposizione subaerea» ha interessato sia i limi e le argille della piana di esondazione, dando luogo al tipico caranto, sia depositi sabbiosi di canale, che hanno assunto l'aspetto di «sabbie normalconsolidate alterate» (p. 19).

Conclusioni

Alla luce degli studi finora effettuati si può dunque affermare che il caranto lagunare è un suolo sepolto (un paleosuolo), caratterizzato da tessiture limoso-argillose e orizzonti calcici e a *gley*. La sua tipica sovraconsolidazione è da imputarsi alla pedogenesi.

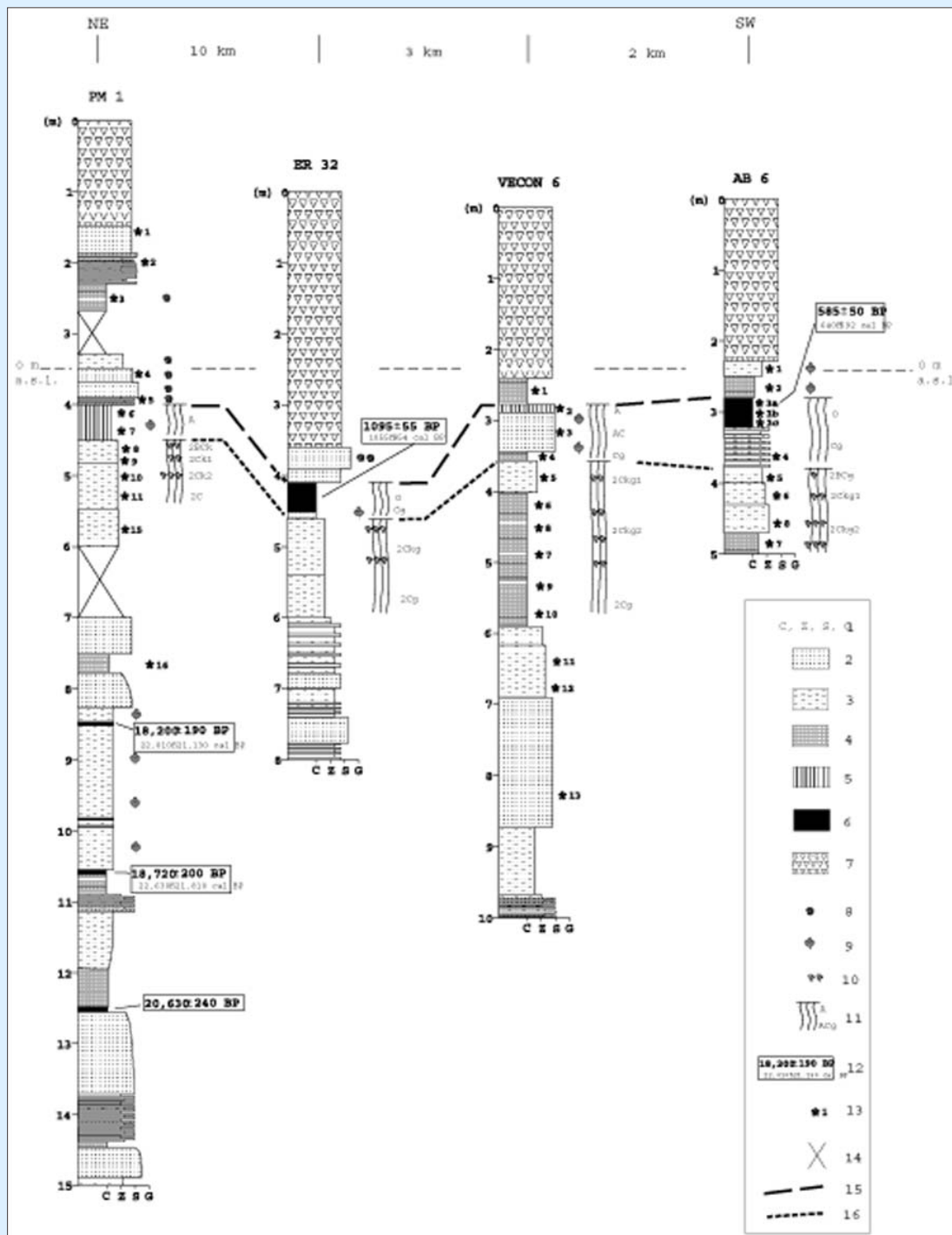
Il caranto ha caratteristiche del tutto analoghe a quelle dei suoli calcici presenti nella bassa pianura pleistocenica del Brenta, di cui costituisce la porzione ricoperta dai depositi lagunari. Il materiale parentale è, in ambedue i casi, dato dai depositi fini di esondazione del tratto distale del megaconoide di Bassano. La pendenza del tetto del caranto, con immersione complessiva verso SE, ha pendenze comprese mediamente tra 0,5 e 0,7‰, comparabili con quelle della pianura pleistocenica affiorante al margine della laguna.

I tempi disponibili per la formazione del caranto vanno dalla disattivazione del sistema fluviale, presumibilmente avvenuta tra 14.500 e 10.000 a ¹⁴C BP, e l'arrivo dell'ingressione marina. Quest'ultima avvenne precocemente (6000-5000 a ¹⁴C BP) nei settori litoranei, e solo successivamente in quelli più interni; anche le zone dell'alto morfologico pleistocenico, segnalato nel sottosuolo del Lido, potrebbero essere state raggiunte tardivamente dalla trasgressione rispetto alle aree depresse circostanti. Il caranto è dunque un marker stratigrafico del limite Pleistocene/Olocene, ma la lacuna sedimentaria che rappresenta copre ambiti temporali diversi a seconda delle località considerate.

Le interruzioni nell'estensione delle aree a caranto sono interpretabili in termini di variazioni delle caratteristiche geopedologiche del substrato alluvionale pleistocenico, su cui si è sviluppata la medesima fase pedogenetica. Non è necessario ipotizzare episodi di incassamento del reticolo fluviale e conseguente erosione localizzata del caranto per spiegare la sua discontinua distribuzione areale.

In ultimo si ricorda che il vocabolo "caranto" non è di estrazione scientifica, e il suo utilizzo non si limita all'area lagunare. Infatti si tratta di un termine tra-

Fig. 4.88. Log stratigrafici di sondaggi eseguiti lungo il margine interno della Laguna di Venezia, tra la foce del Dese e Porto Marghera (vedi fig. 4.87a per le ubicazioni) (da *MOZZI et alii*, 2003).



Legenda: 1) C: argilla, Z: limo, S: sabbia, G: ghiaia; 2) sabbia, sabbia limosa; 3) limo, limo sabbioso, limo argilloso; 4) argilla, argilla limosa; 5) argille e limi, con percentuali variabili di sabbia, ad alto contenuto di materia organica; 6) torba; 7) depositi antropici; 8) conchiglie; 9) resti vegetali (foglie, canne, legno, radichette); 10) noduli carbonatici; 11) suolo sepolto, con relativi orizzonti pedogenetici; 12) data ^{14}C ; 13) campione; 14) spezzone di carota assente; 15) correlazione del tetto degli orizzonti organici di età medievale; 16) correlazione del tetto del paleosuolo "caranto".

dizionale che, nelle campagne venete, indica suoli agrari di difficile arabilità, solitamente a causa di noduli e croste carbonatiche. Agronomi, pedologi, ma anche geologi e archeologi, operanti nella pianura veneta spesso lo usano nelle loro relazioni per indicare genericamente la presenza di orizzonti di accumulo dei carbonati.

Se è palese l'affinità tra gli oggetti osservati, è altrettanto evidente che questa commistione terminologica può ingenerare delle confusioni dal punto di vista stratigrafico, trattandosi di contesti del tutto di-

diversi. Per evitare il protrarsi di ambivalenze linguistiche ma, d'altra parte, per salvaguardare consuetudini ormai consolidate nell'ambito della letteratura tecnica e scientifica di settore, una soluzione potrebbe essere di lasciare alla parola "caranto" la sola designazione del paleosuolo lagunare. Quest'ultimo, così come alcuni suoli della pianura, presenta a sua volta degli orizzonti calcici, la cui descrizione e definizione può essere efficacemente ricondotta a terminologie e classificazioni pedologiche standard (es. FAO, 1998; USDA, 1998).

CAPITOLO 4. IX.

LA LAGUNA NORD

di Sandra Primon, con la collaborazione di Paola Furlanetto per l'archeologia

4. IX. 1. IL DELTA DEL SILE

COMEL (1964) nella sua descrizione dei terreni agrari compresi nella Tavoletta 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

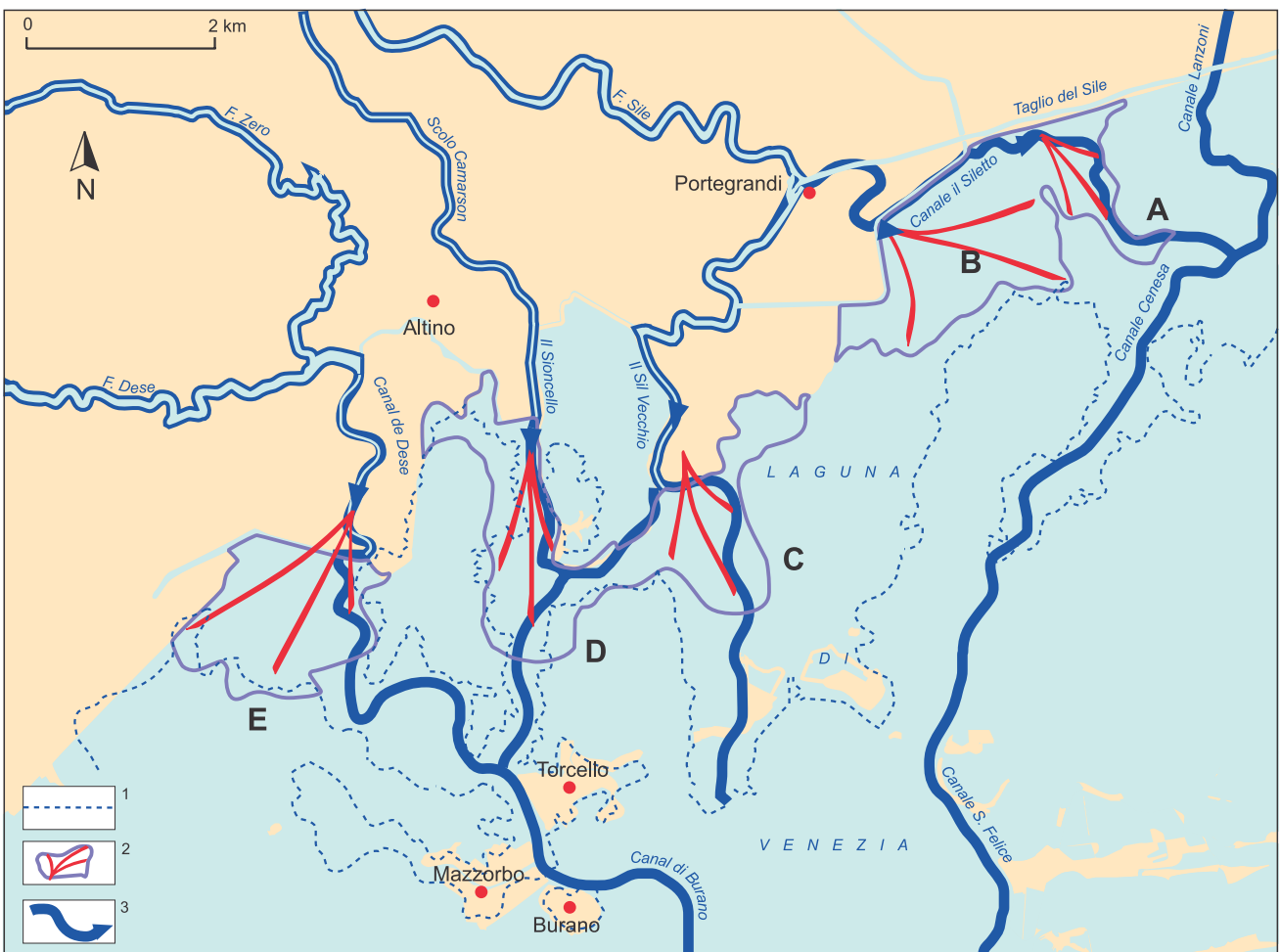
sono impostate paludi o valli (palude di Cona, palude della Rosa, palude del Bombagio, valle Perini, valle di Ca' Zane, valle Lanzoni). I vari delta sono stati delimitati sulla base della batimetria del fondo lagunare: è stata presa in considerazione l'isobata -0.5 m che corrisponde morfologicamente 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. 4.89): 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", ripreso da una carta del 1639 (ASVE, SEA, Piave, ds. 15/a, IMAGO 16; fig. 2.27), 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

Fig. 4.89. Le principali direttrici di deflusso dei fiumi di risorgiva Sile, Zero e Dese nel settore settentrionale della Laguna di Venezia.

Treporti (COMEL, 1964). È da notare come il margine interno lagunare del 1639 delinea 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.

A ovest di questo primo delta endolagunare si trova un’area barenicola (B in fig. 4.89), 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. Interessante risulta, invece, la continuazione verso ovest di questo lembo di laguna, corrispondente alla Tenuta di Ca’ Deriva, situata attualmente all’esterno della conterminazione lagunare. I terreni di ambiente lagunare che si trovano



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.

in superficie (COMEL, 1964) e i paleocanali lagunari ancora perfettamente riconoscibili testimoniano che si tratta di un'antica area lagunare ora bonificata. Essa è caratterizzata dal fatto che l'intero settore è situato a un'altezza superiore al livello del mare all'interno di una zona che si presenta, invece, generalmente depressa con quote quasi sempre inferiori allo zero. Questo "alto morfologico" potrebbe essere l'espressione superficiale di una struttura sepolta o di una zona a minore subsidenza. Nella banca dati delle prove geognostiche della Provincia di Venezia è riportata una sezione stratigrafica ubicata al centro di quest'area più rilevata, in cui si individua una lente di sabbia molto fine a partire da una profondità di 1,40 m. Inoltre, in alcuni sondaggi eseguiti all'interno della laguna lungo il canale della Dolce, FAVERO & SERANDREI BARBERO (1983) hanno individuato sotto i sedimenti lagunari sabbie di colore grigio chiaro a grana fine e finissima prive di microfauna, situate a una profondità variabile tra 4 e 5 m. Gli Autori attribuiscono queste sabbie a una sedimentazione di tipo fluviale iniziata prima dell'ingressione marina, mentre nella zona del canale Scanello, posta più a sud, si erano già depositati i primi sedimenti lagunari. Non ci sono indicazioni, invece, riguardo alla provenienza delle sabbie anche se FAVERO & SERANDREI BARBERO (1983) indicano poco probabile che si tratti di apporti del Sile, in quanto questo fiume sembra aver trasportato in laguna solo sedimenti fini (siltoso-argillosi) e in modeste quantità, almeno dall'epoca romana in poi. Nella parte di terraferma, il canale Silone scorre al margine di questa zona rilevata lungo una fascia leggermente più depressa.

In continuità con la Tenuta di Ca' Deriva si rinviene un secondo delta endolagunare (C in fig. 4.89) 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, ripreso dalla carta del 1639 e 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 (D in fig. 4.89) è legato, invece, al canale Siloncello, 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 Siloncello 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, 1964). Per lo stesso motivo, quindi, anche l'area barenicola situata alla foce del sistema fluviale Zero-Dese (E in fig. 4.89), attraversata dall'antico "Canal de Dese", è stata interpretata e rappresentata nella carta geomorfologica come delta endolagunare. FAVERO (1992, p.178) 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 esplicito 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 Siloncello (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, vedi paragrafo 4.III.2.) 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; ALBEROTANZA *et alii*, 1977; FAVERO & SERANDREI BARBERO, 1981; FAVERO & SERANDREI BARBERO, 1983; ALBANI *et alii*, 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).

Fig. 4.90. Particolare della *Carta geomorfologica della provincia di Venezia* nel settore settentrionale del bacino lagunare (canale Cenesa)

Fig. 4.91. Rappresentazione schematica dell'argine di canale lagunare lungo il canale Cenesa visto in sezione (AB in fig. 4.90).

4. IX. 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, 1993, p. 25). 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,

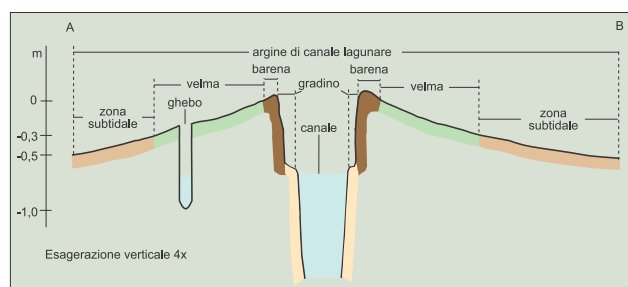


Fig. 4.92. – Settore del fiume da San Donà per Jesolo al mare con canaletti connessi e valli verso laguna, 1679 (ASVE, SEA, Piave, ds. 23).

profondità alla quale avviene il cambio di pendenza (fig. 4.90 e 4.91). 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 *et alii* (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, può situarsi fino 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). I ventagli di rotta che si formano all'estremità di questi piccoli scolmatori non sono stati riportati nella carta geomorfologica a causa delle ridotte dimensioni (non cartografabili alla scala 1:50.000) e del carattere effimero di queste forme.

La quota alla quale la vegetazione fanerogama, che contraddistingue le barene, scompare per lasciare posto alle velme è indicata nella letteratura tra 0 e +10 cm sul livello del mare; nella carta geomorfologica il limite che identifica il margine delle barene è stato fissato in corrispondenza alla quota 0 m, mentre l'isobata -0,3 m costituisce il limite di riferimento per le velme (vedi paragrafo 3.IV.2. in questo volume). Nello schema di ALBANI *et alii* (1984) la velma è definita come la parte di piana di marea che si trova sempre sotto il livello medio mare e che affiora, quindi, solo in condizioni di bassa marea (fig. 3.23). La piana di marea è compresa tra il livello massimo di alta marea e il livello minimo di bassa marea, è caratterizzata quindi sia dalle barene di canale, sia dalla presenza eventuale di velme o di superfici paludive.

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 formano quello che nella letteratura è noto come "delta di marea" (FAVERO, 1992). La provenienza dal mare dei sedimenti che costituiscono le barene di canale lagunare di quest'area, è stata dimostrata in numerosi lavori (BARILLARI & ROSSO, 1975; FAVERO & SERANDREI BARBERO, 1981; FAVERO & SERANDREI BARBERO, 1983; ALBANI *et alii* 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 *et alii*, 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'Erasmo) 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, p. 176) anticipa che alcune indagini, al tempo ancora in corso, facevano 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 quindi 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 alii*, 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 (vedi paragrafo 4.VIII.4. in questo volume).

Il limite tra i corpi sedimentari appartenenti al delta di marea e quelli degli apparati fluviali situati lungo il margine interno del bacino, identificati nella carta geomorfologica come delta endolagunari, è stato definito sulla base della morfologia e dei dati provenienti dalla cartografia storica. Si tenga tuttavia presente che risulta difficile definire con esattezza il confine tra apparati di origine fluviale e di origine lagunare, dato che questi si presentano interdigitati.

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 *et alii*, 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.

4. IX. 3. LE DIRETTRICI FLUVIALI DALL'ETÀ DEL BRONZO ALL'ETÀ ROMANA

di Paola Furlanetto

I dati a disposizione non consentono di indicare con precisione i percorsi fluvio-lagunari in epoca antica; ancora frammentarie e disomogenee sono le informazioni e molti i dati inediti di cui non siamo a conoscenza. Risulta difficile riconoscere anche il collegamento dei percorsi fluviali tra terraferma e laguna. Per questo ci limitiamo a proporre delle possibili direttrici fluviali sulla base della lettura e verifica incrociata dei dati geomorfologici, cartografici e archeologici e soprattutto della distribuzione di "marcatori crono-archeologici", spesso privi di contesto, ma interpretabili come piccole tracce, labili indizi, del passaggio di un fiume in epoca antica. Una famosa carta del 1500 di Giovanni Antonio Locha riporta una raffigurazione di Altino, di cui rimane, all'epoca della redazione della carta, soltanto il toponimo (ASVE, SEA, Laguna, ds. 12, IMAGO 85; fig. 4.93): l'area urbana della città antica è delimitata da "arzeri" e occupata da "Prati e Pascoli". Vengono rappresentati e delimitano l'estensione della città il canale di Santa Maria e il Sioncello, con un percorso forse simile a quello utilizzato in epoca antica. Il canale di Santa Maria, nei documenti archivistici medievali viene indicato come Santa Maria in Desio, possibile testimonianza del percorso del Dese attraverso questo deflusso. Il corso d'acqua, nei pressi del quale era situato l'importante santuario emporico di epoca pre-romana (vedi paragrafo 4.III.4. in questo volume), probabilmente scorreva nei pressi del "Motiron", ai margini della Palude di Cona, dove DE BON (1938) ha rilevato un lungo tratto di banchina, gli studiosi localizzano il porto della città (CRESCI MARRONE & TIRELLI, 2003) e dove l'analisi geomorfologica ha eviden-

Fig. 4.93. Altino, mappa topografica della zona tra il fiume Sile, il Canal di Santa Maria e la laguna: compreso il canale del Sioncello, di Giovanni Antonio Loca, 1556 (ASVE, SEA, Laguna, ds. 12).

ziato un delta endolagunare (vedi paragrafo 4.IX.1. in questo volume; fig. 4.94). Non sappiamo con quale percorso proseguiva in laguna, né quale fosse il corso del Sioncello, nel quale probabilmente confluiva il Carmason, né se e dove i due corsi d'acqua si unissero. Un'antica, la più antica, via di penetrazione documentata, commerciale e culturale, viene suggerita dalla presenza di frammenti di ceramica micenea, databile al XV-XII secolo a.C., lungo un percorso che lambisce Torcello (sito 900; DI FILIPPO BALESTRAZZI, 2000; FAVARETTO, 1982), e Mazzorbo (sito 893; BIANCHIN CITTON, 1999; ROSSIGNOLI, 2003). Sono più numerose le testimonianze, relative all'età del Ferro, di ceramica attica a figure rosse e nere e di bronzetti di produzione umbra e etrusca, lungo la stessa direttrice che si snoda nei pressi di Torcello, a San Tommaso

Borgognoni (CAPUIS & GAMBACURTA, 2003), di Mazzorbo (sito 893; CANAL, 1998), di San Giacomo in Paludo (sito 892; CANAL, 1988), di Sant'Erasmo (sito 897; CANAL, 1998) e de Le Vignole (CANAL, 1998). La presenza di manufatti di importazione delinea un percorso, del quale non conosciamo i dettagli, ma che sembra snodarsi da Sant'Erasmo e le Vignole, situate ai lati del canale di Sant'Erasmo, nei pressi di un'antica linea di costa, lungo il canale di Sant'Erasmo, di Carbonera, di Scomenzera San Giacomo, di Borgognoni fino ad Altino, porto d'arrivo di questa via fluviale (fig. 4.95). A un'altro percorso attivo durante l'età del Ferro rimandano le testimonianze archeologiche rinvenute lungo l'attuale Silone, riportato nelle carte storiche come Sil vecchio e La Dossa. L'esistenza di una direttrice fluviale è indirettamente confermata dal ritrova-



Fig. 4.94. *Mappa della laguna superiore tra lo sbocco del Dese ed il Sile, con buona delimitazione delle zone comprese: Altino, Palude di Cona, Burano, Palude Maggiore di Matteo Lucchesi, XIX secolo (ASVE, Miscellanea Mappe, 1309).*

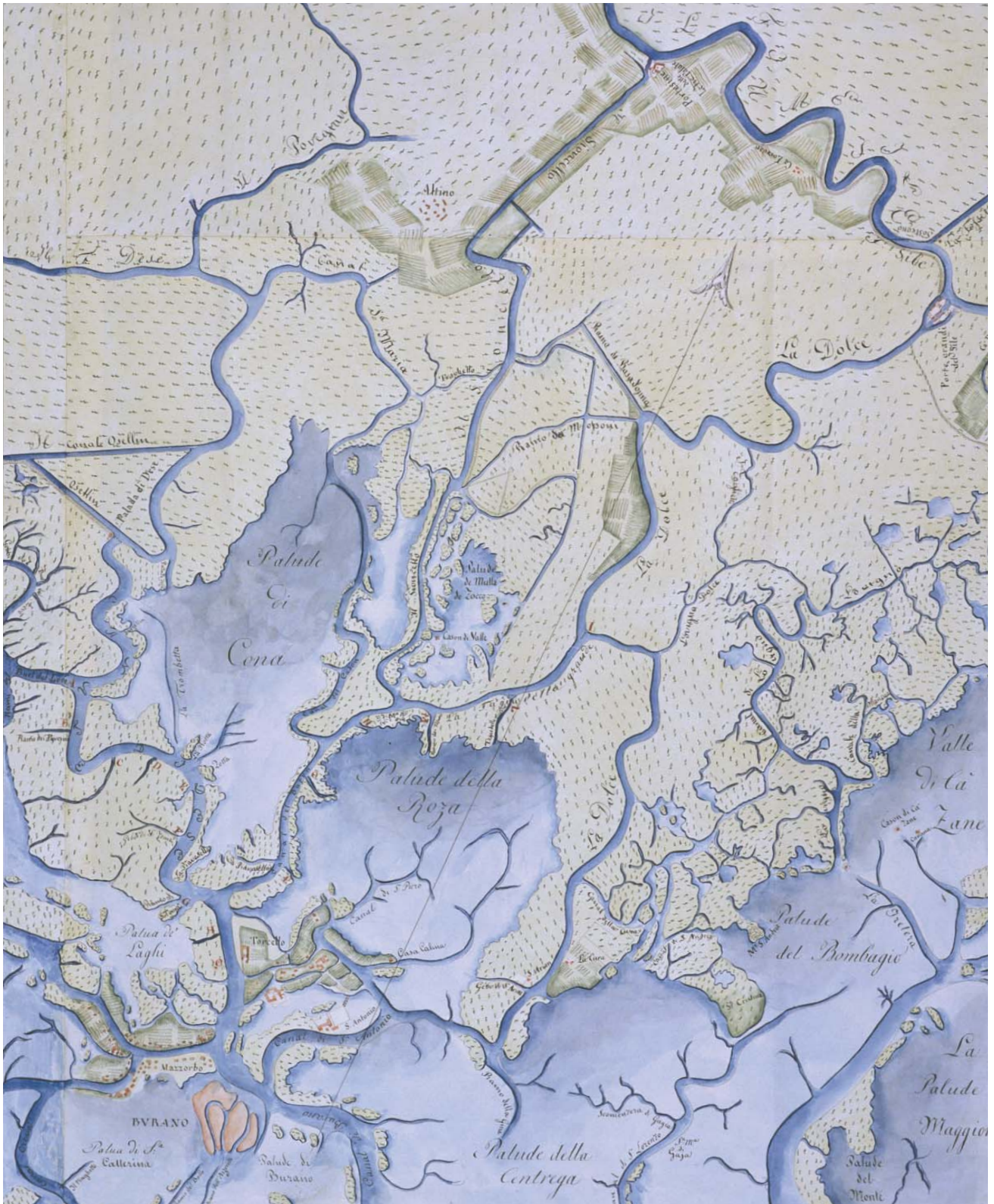
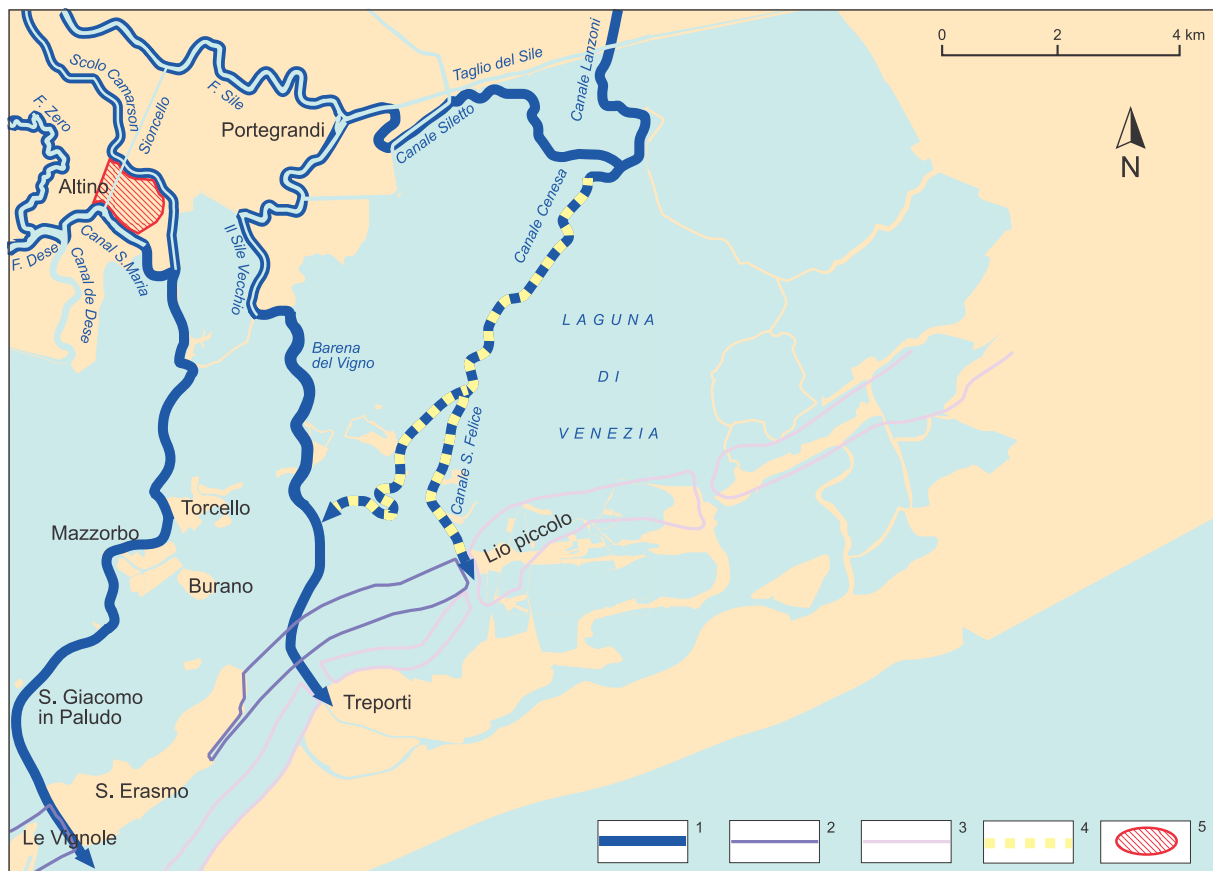


Fig. 4.95. Le principali direttrici fluvio-lagunari in epoca pre-romana e romana nella laguna nord.

mento nei pressi della Barena del Vigno di una imbarcazione a fasciame legato riferibile al VI-V secolo a.C. (datazione al radiocarbonio non calibrata; sito 805), di una marginamento spondale (sito 808) e di una articolata e complessa struttura insediativa: di questa è stato possibile rilevare le fondazioni di alcuni edifici datati al radiocarbonio al IV-III secolo a.C. e effettuare il recupero di ceramica a vernice nera e di importazione (siti 804, 806, 807). La presenza di un fiume in quest'epoca viene confermata anche da carotaggi e analisi sedimentologiche effettuate in questa zona da Vito Favero e Ernesto Canal (e gentilmente messe a disposizione da quest'ultimo). Da Altino, lungo il Sil vecchio e la Dossa il fiume confluiva nel canale di Burano e si dirigeva verso Tre Porti dove è possibile localizzare la sua uscita a

mare e ipotizzare la presenza di antichi cordoni litoranei nonché la presenza di un'antica bocca portuale (CANAL, 1998). Analisi sedimentologiche mostrano la profonda trasformazione da ambiente fluviale dulcicolo in ambiente lagunare che interessa l'area di Barena del Vigno-Sette Soleri in età romana. Sono numerose le testimonianze archeologiche che documentano la presenza, in questa parte della laguna, di una sempre più estesa area di terre emerse e intensamente abitate in età romana. Era sicuramente emersa la zona prossima al canale Scanello, ora occupata dalla Palude Centrega, dove Canal ha individuato una serie cospicua di edifici (siti 826/838), alcuni dei quali riferibili, secondo lo scopritore, a una struttura portuale che confinava a ovest con "un canale portuale, ora scomparso, che aveva la foce



Legenda: 1) direttrici fluvio-lagunari; 2) linea di costa pre-romana; 3) linea di costa romana; 4) paleoalvei del Piave (CANAL, 1998); 5) Altino romana.

in mare, nell'area di Tre Porti" (CANAL, 1998, p. 56). Totalmente emersa, abitata e coltivata (PIZZINATO, 1996) era l'area tra Sant'Erasmus e Burano, ora in parte sommersa (siti 843/855). Carotaggi ed ecoscandaglio hanno evidenziato una antica linea di costa più avanzata rispetto a quella identificata come preromana che grosso modo viene a coincidere con l'attuale canale di San Felice e dove Canal ha rilevato la presenza di sabbie e numerose strutture identificate come difese a mare o argini-strada (siti 862/869). Emersa in epoca romana era anche la zona di Ca' Zane, ora barenosa, attraversata dal Siletto, che l'analisi geomorfologica indica come il principale deflusso del Sile in laguna (fig. 4.95). Una recente ricognizione di superficie (LAUDATO & MARCASSA, 1999) ha messo in luce un territorio emerso, antropizzato, coltivato in epoca romana, inserito nell'agro altinate e probabilmente anche centuriato, come indicano le tracce messe in luce dalle immagini telerilevate (vedi paragrafo 4.III.4. in questo volume). Edifici, in alcuni casi ville rustiche vere e proprie, sono stati individuati sopra gli alti morfologici del dosso del Siletto e ritrovamenti archeologici sono attestati in laguna, nei pressi dell'antico percorso del fiume, fino alla confluenza con il Lanzoni (siti 740,741,725). Il Lanzoni proseguiva nel canale San Felice e nel Cenesa, in parte coincidente con un paleoalveo identificato da Canal e da lui attribuito a un antico alveo del Piave (fig. 4.95). Lo confermerebbe l'ampiezza dell'alveo, la sabbia del fiume e la profondità a -2 m, la stessa dei ritrovamenti archeologici di epoca romana. Il fiume con un ramo si dirigeva verso Lio Piccolo, antica linea di costa, densamente abitata in età romana e dove recenti scavi hanno messo in luce una cisterna per acqua dolce e probabilmente un molo ("Il Gazzettino", 22 ottobre 2002).

4. IX. 4. GLI ANTICHI PERCORSI FLUVIALI

Studi di tipo archeologico e numerosi dati di tipo sedimentologico cortesemente forniti da E. Canal, hanno dato preziose indicazioni sull'ipo-

tesi, tuttavia non ancora confermata, che almeno una parte del reticolo idrografico attuale del bacino lagunare di Venezia possa essere il relitto dell'antica idrografia fluviale precedente alla trasgressione marina. Studi effettuati su altri bacini lagunari dell'alto Adriatico come, ad esempio, la laguna di Grado, hanno evidenziato che il reticolo idrografico attuale è essenzialmente di origine mareale, vista la differenza esistente tra la morfometria degli alvei e dei meandri fluviali e quelli lagunari. Inoltre, sempre nel caso della laguna di Grado, non esisterebbe continuità tra le principali direzioni di deflusso dei paleoalvei della piana retrostante la laguna e quelle dei canali lagunari, così come non sembra esserci correlazione tra questi ultimi e i paleoalvei sepolti della piattaforma continentale dell'alto Adriatico (MAROCCO, 1991; GATTO & MAROCCO, 1993).

Nel caso della laguna di Venezia, invece, studi eseguiti da vari Autori nel settore orientale del bacino hanno permesso di ipotizzare, in alcuni casi, la presenza di percorsi fluviali coincidenti con i canali lagunari attuali.

In particolare, nella carta geomorfologica lungo i canali della Dossa e della Dolce si individua la traccia di un paleoalveo fluviale sepolto desunto dai rilevamenti eseguiti da E. Canal; inoltre, in prossimità della valle da pesca della Dossa Secca, a -1,40 m dal l.m.m., sono stati ritrovati resti di edifici e una barca dell'età del Ferro (siti 804/807). Anche il marginamento di sponda ritrovato a -3 m sul l.m.m. poco a sud della Dossa Secca (sito 808), sembra avvalorare la presenza di un corso d'acqua in quest'area.

Questi dati potrebbero collegarsi al rinvenimento di sabbie fluviali situate a una profondità di circa 4 m nei pressi del canale della Dolce (vedi paragrafo 4.IX.1. in questo volume), le quali confermerebbero l'ipotesi della presenza di un percorso fluviale lungo questa direttrice di età precedente all'epoca romana. In quest'epoca, infatti, nella zona si erano già instaurate condizioni di ambiente lagunare e, come si è visto, le acque dolci sono ricomparse solo in seguito

durante il periodo medievale, quando il Sile sfociava in laguna utilizzando, con uno dei suoi rami, questo tracciato. Poco prima che il canale della Dolce si immetta nel canale Sant'Antonio sono stati ritrovati resti di un contesto insediativo di età medievale proprio dove termina il margine interno lagunare del XVII secolo, a conferma del fatto che la deposizione dei sedimenti del Sile avevano reso abitabile la laguna fino a questo punto.

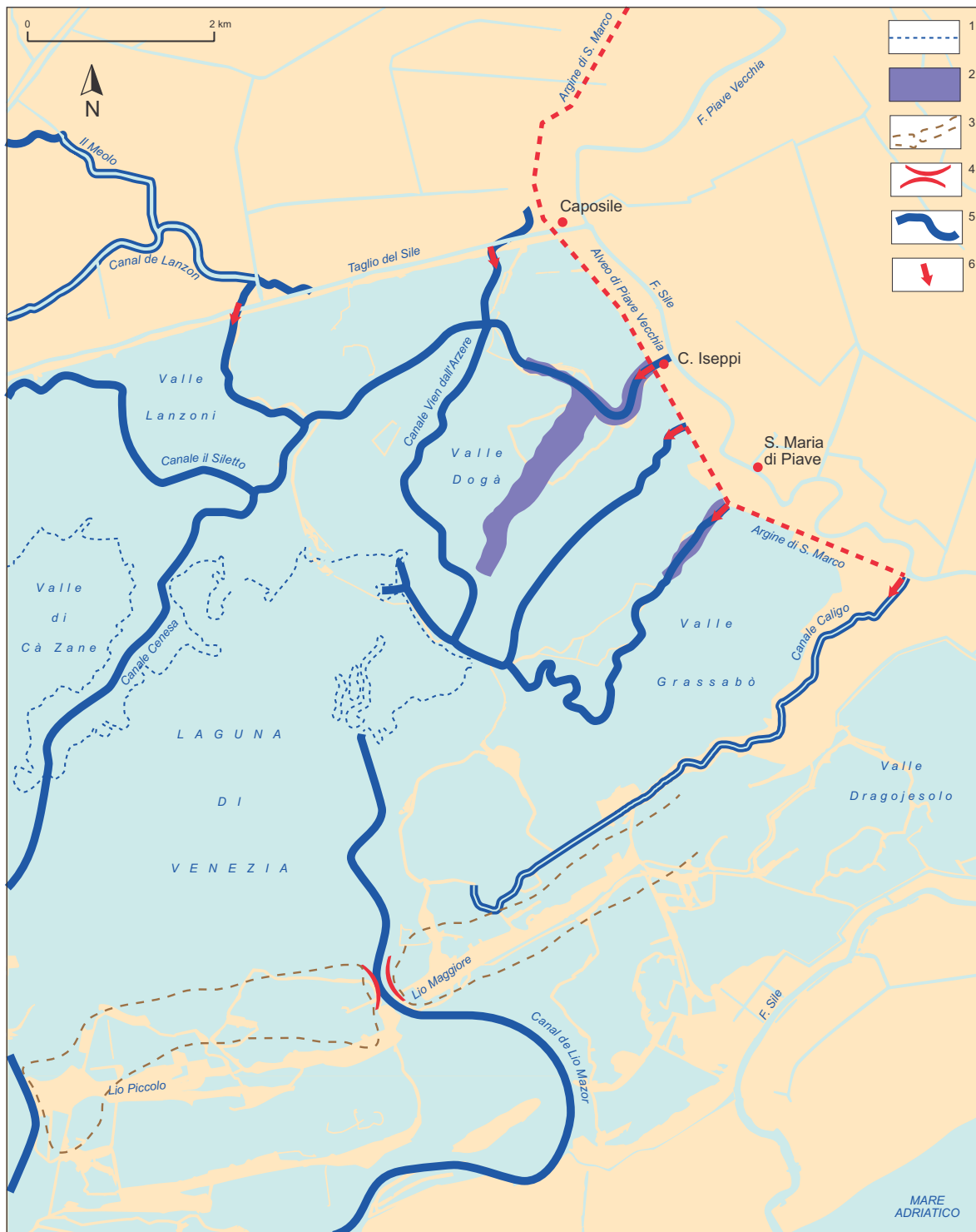
Alla fine del canale della Dolce, il paleoalveo individuato da E. CANAL devia verso est fino a immettersi nel canale di San Lorenzo o Gaggian. Coincidente con il tratto finale di questo canale troviamo la traccia di un altro paleopercorso fluviale che si stacca dal canale di San Felice. Infine, lo stesso canale San Felice e il canale Cenesa, sembrano corrispondere alle tracce di un ulteriore paleoalveo sempre individuate dai rilevamenti di E. Canal.

Alcuni sondaggi eseguiti presso motta San Lorenzo, una piccola isola situata al margine del canale San Lorenzo, hanno evidenziato la presenza di sedimenti lagunari al di sopra del substrato continentale (FAVERO *et alii*, 1993). La tessitura e la gradazione dei sedimenti lagunari situati a nord-est dell'isola, l'area più vicina all'attuale canale San Lorenzo, fanno presumere la persistenza di un canale lagunare impostato su un più antico corso d'acqua, precedente quindi alla formazione della laguna. Sono state inoltre rinvenute le tracce di una presenza antropica poste su delle paleobarene che hanno reso possibile la frequentazione dell'ambiente tra il I e il V secolo d.C. Una successione simile è stata individuata presso l'isola di San Francesco del Deserto, presso Sant'Erasmo, in cui sono stati rinvenuti indizi della presenza dell'uomo, precedenti al V secolo d.C., all'interno di paleobarene situate a circa 2 m di profondità (FAVERO *et alii*, 1993; 1997). Sempre nello stesso sito è stato localizzato un paleocanale lagunare a nord dell'isola, impostato su un antico corso fluviale (resti di barca di legno datati 420 d.C.).

4. IX. 5. 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, formavano 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 Mazar, 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 ricordarsi 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 pros-

Fig. 4.96. Le principali direttrici di deflusso dei fiumi di risorgiva Sile, Vallio, Meolo e del Piave nel settore settentrionale della Laguna di Venezia.

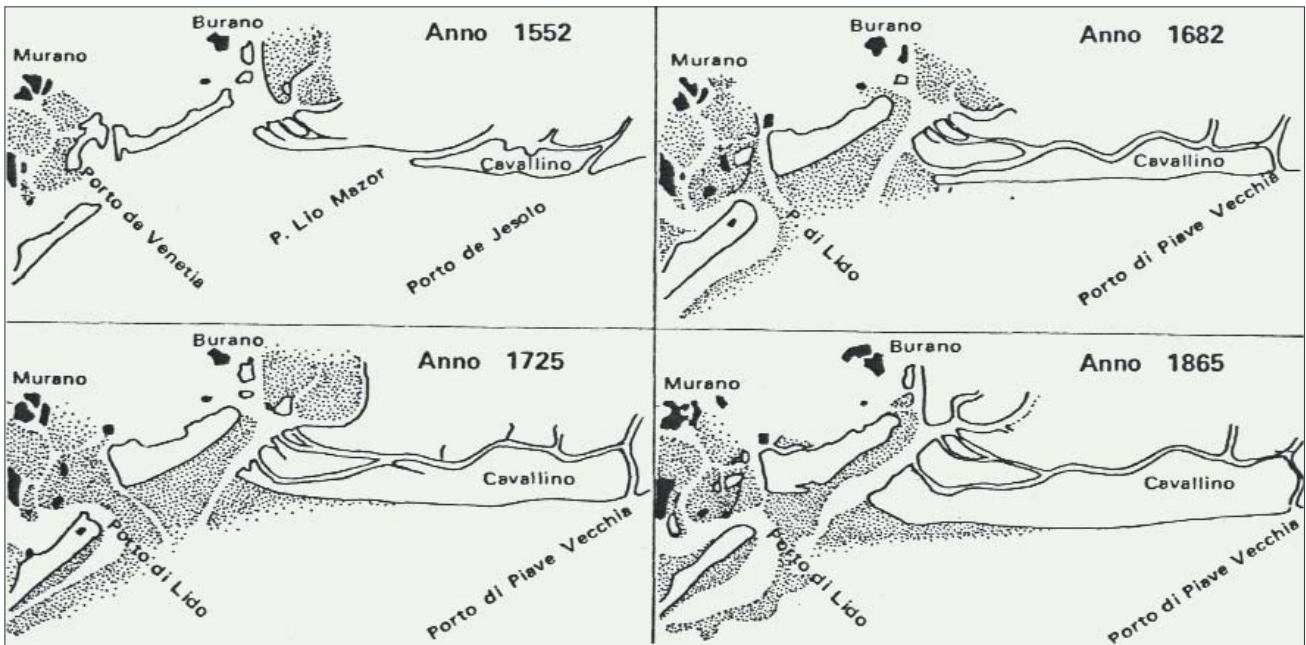


Legenda: 1) margine interno lagunare desunto da cartografia storica (secolo XVII); 2) dosso fluviale in laguna desunto da cartografia storica; 3) cordone litoraneo antico desunto da rilevamento (E. Canal); 4) traccia di antica bocca lagunare; 5) direttrici di deflusso; 6) ingresso di sistema fluviale attivo o abbandonato in canale lagunare.

Fig. 4.97. Mappa della valle Grassabò sul Lio Mazzor, fino al Taglio del Sile e Piave Vecchia di Sebastiano Corradino, 1711 (ASVE, Miscellanea Mappe, 683).



Fig. 4.98. Evoluzione della bocca di Lido tra il XVI e il XIX secolo prima della costruzione dei moli foranei (da COLOMBO, 1970).



simità di Capo Sile 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 Capo Sile, 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 (ASVE, Miscellanea Mappe, 683, IMAGO 230; fig. 4.97) 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. 4.92); 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 rilievo 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, p. 9) 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. In fig. 4.98 viene ricostruita l'evoluzione del litorale del Cavallino negli ultimi secoli prima della costruzione dei moli foranei: si osser-

va la scomparsa del “Porto di Lio Mazor” per l'accrescimento della “Punta di Lio Mazor”, uno scanno costiero trasformatosi con il tempo in litorale fino a coprire tutta l'area di Punta Sabbioni. 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).

4. IX. 6. 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 (1991d) 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” (vedi paragrafo 4.VIII.5. in questo volume): in questo caso si tratta di morfologie insulari corrispondenti ai dossi sabbiosi degli antichi litorali (FAVERO, 1991d). 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); talora invece «non rimangono che gli argini delle valli che ancora conservano in gran parte l'originaria direzione degli scanni via via emergenti; e delle depressioni che si interponevano tra ogni litorale e lo scanno che si stava formando verso mare rimangono ora le valli o la teo-

Fig. 4.99. 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 alii*, 1997, modificato)

ria dei canali paralleli alla costa» (FAVERO, 1991d, p. 82). Sotto questo aspetto si possono interpretare quelle aree contraddistinte da sedimenti tipicamente lagunari che osserviamo nella carta geomorfologica nei pressi di Valle Saccagnana.

L'antica linea di costa proseguiva in direzione di Sant'Erasmus fino a congiungersi, oltre la bocca di Porto di Lido, con San Nicolò di Lido che secondo Favero (FAVERO *et alii*, 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 tardequaternari del bacino veneziano, BONARDI *et alii* (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. 4.99a). L'evoluzione di questo cordone litoraneo viene suddivisa in tre fasi principali (BONARDI *et alii*, 1997):

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'Erasmus, Lio Piccolo e Lio Maggiore nel periodo che va da 1400 a 1100 anni BP (fig. 4.99b);

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. 4.99c).

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. 4.99d). 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.

PER UNA VENEZIA PRIMA DI VENEZIA: PER UNA CARTA ARCHEOLOGICA DELLA LAGUNA DI VENEZIA

di Ernesto Canal

(Tratto da: CARABAJAL G. (a cura di), *I luoghi monumentali e accessibilità. Venezia, Roma, Napoli, Arles*, Quaderno IUAV 21.2002, serie d.p.a., 65-69).

L'interesse per le indagini archeologiche nella laguna di Venezia si è molto sviluppato in questi ultimi anni. Sono state eseguite nuove ricerche che hanno portato alla scoperta di un significativo numero di siti: medievali, tardo antichi, di epoca romana e paleoveneti. Contemporaneamente è maturata una maggiore sensibilità per la storia del popolamento della Laguna prima dell'Epoca bizantina e della formazione del ducato.

Di fronte a questa nuova attenzione è sembrato opportuno, allo scrivente, presentare il bilancio di un insieme di ricerche dallo stesso svolte dal 1966 al 1998. A questo lavoro hanno partecipato molte persone e diverse associazioni di volontari, che hanno contribuito ai singoli interventi in cui la ricerca si è articolata. Dal 1975 queste ricerche sono state svolte in collegamento con le indagini del CNR (Istituto per lo Studio delle Grandi Masse di Venezia) facenti capo a Vito Favero, Rossana Serandrei, Maurizio Bonardi e Silvia Cavazzoni. Più recentemente con il Dipartimento di Progettazione Architettonica dello IUAV con l'ausilio del CIRCE (Centro di Servizi interdipartimentali di rilievo, cartografia ed elaborazioni) dello stesso Istituto Universitario.

Questo lavoro si basa su indagini dirette dallo stesso scrivente, con l'autorizzazione della Sovrintendenza Archeologica per il Veneto, e vuole esporre le metodologie di ricerca impiegate e i risultati conseguiti.

Metodologia di ricerca

L'insieme delle ricerche, qui presentate, sono state condotte assumendo come dato di partenza l'ipotesi che il territorio lagunare emerso possa mutare nel corso del tempo (in particolare per effetto della subsidenza e dell'eustatismo glaciale) mirando, quindi, ad allargare l'area indagata nel territorio urbano di Venezia e nelle isole. L'obiettivo è di individuare, descrivere e valutare i siti di interesse archeologico esistenti nell'intero territorio lagunare, in particolare segnalando quelli che testimoniano il periodo precedente la fioritura di Venezia.

Dopo avere provveduto, preliminarmente, allo spoglio

delle notizie concernenti le indagini ed i ritrovamenti avvenuti nel passato, analizzato i materiali delle collezioni locali e considerato le fotografie aeree della laguna, la cartografia storica e moderna, il lavoro è stato focalizzato su due essenziali filoni di indagine: la ricerca d'archivio, l'analisi storica e la perlustrazione sistematica dei luoghi, associata all'intervista dei pescatori della laguna che li hanno operato.

Questa fase della ricerca si è conclusa con l'individuazione di una prima serie di siti di potenziale interesse archeologico e con l'elaborazione di una scheda storica comprendente le informazioni raccolte.

Ciò ha permesso di procedere al passo successivo, cioè alla prospezione diretta volta a verificare la presenza e la consistenza delle stazioni insediative e a studiarne la cronologia, mediante esami dei reperti in contesto e le relative indicazioni ottenute dall'analisi al C¹⁴.

Nel caso di strutture (da indagare), risultate sommerse sotto strati fangosi, sono state utilizzate varie tecniche: dai sondaggi mediante asta in acciaio e utilizzo di un carotiere a pressione, all'analisi mediante ecoscandaglio a ultrasuoni di alta potenza, che permette di rilevare strutture naturali o antropiche anche a notevole profondità, sotto la coltre fangosa. Spesso sono poi seguite indagini e scavi subacquei mediante sorbona con successive analisi stratigrafiche. Nei siti emersi si è proceduto a scavi stratigrafici utilizzando le normali tecniche di analisi.

Nei casi dove lo scavo non era possibile, l'uso di appropriati metodi di analisi ha permesso di individuare, in determinate aree, le discontinuità nella struttura sedimentologica dei terreni, ricostruendone la successione stratigrafica, rendendo, cioè, possibile la ricostruzione geomorfologia dei diversi strati e l'individuazione della presenza di strutture antropiche o naturali.

L'uso integrato di queste metodologie d'indagine è stato sperimentato sia in estensione, allo scopo di ricostruire l'assetto morfologico di un'area indagata, sia in spazi circoscritti, allo scopo di effettuare il rilievo preliminare dei resti individuati; in particolare per individuare l'andamento delle strutture superstiti, i materiali impiegati, la natura degli strati sigillati dai resti e le tipologie dei corredi. L'attendibilità di questa metodologia è stata verificata nei casi in cui alla prospezione ha fatto seguito lo scavo stratigrafico. I risultati di queste indagini sono indicati nelle tavole allegate a questa premessa.

L'identificazione delle stazioni nelle ricerche sino ad oggi svolte configurano un complesso di 260 stazioni di

interesse storico-archeologico. In queste aree si sono identificate oltre 100 strutture di epoca altomedievale e medioevale, e di circa 280 strutture ed edifici di epoca Romana. Sei resti di edifici (su cui è stata possibile applicare una datazione radiometrica al C¹⁴ sono collocabili in epoca preromana, dal IV al III a.C., mentre oggetti e frammenti bronzei, ceramici in selce sono databili ai secoli XX-XII -VI -V -IV a.C.

Privilegiando, invece, una sistematica e attenta indagine geo-archeologica, si crede di aver raggiunto una ragionevole consapevolezza del valore decisivo, nelle scelte dei fenomeni indicativi, del divenire delle situazioni che hanno inciso sulle variazioni che gli insediamenti lagunari hanno subito durante gli ultimi due millenni, sia a causa di fenomeni naturali che di quelli antropici.

I fenomeni naturali si identificano spesso nelle conseguenze negative per le aree insediate. Il costipamento dei terreni olocenici e la subsidenza profonda provocano un abbassamento del territorio. L'eustatismo glaciale, se positivo (innalzamento del livello marino), provoca parimenti una perdita nel valore del franco altimetrico, agendo anche nella distribuzione dei materiali portati dai fiumi che attraversavano la Laguna e nei materiali che, tuttora, dal mare risalgono gli alvei dei canali durante il flusso marino. Tali elementi si possono considerare decisivi nell'influire, in senso positivo o negativo, a mantenere, migliorare o danneggiare l'equilibrio morfologico della laguna privilegiandone l'aspetto umido o terrestre asciutto.

Subsidenza profonda

un primo confronto tra i livelli abitativi lagunari coevi di Epoca Romana lungo la direttrice che dal bordo interno (gronda) arriva al litorale ha consentito di quantificare le differenze tra i diversi tassi di subsidenza. Dal profilo altimetrico di tali siti pressochè coevi risultano variazioni di profondità tanto maggiori quanto più spesso è lo strato di sedimenti olocenici (recenti) cioè al di sopra del livello di caranto. Le differenze dei tassi di sprofondamento sono di 0,6 mm/anno tra il bordo interno (gronda) e centro lagunare, mentre lungo il bordo (gronda) è risultato di 0,2 mm/anno. Perciò tra il bordo interno e centro laguna è stato attribuito un diverso coefficiente di "comprimibilità" superficiale recente, cioè dovuta alla compattazione degli strati olocenici di diverso spessore e compressibilità in condizioni di carico provocato, anche, dalle antiche edificazioni. Poiché in corrispondenza dei siti posti

sul bordo lagunare il caranto” affiora o si trova a piccola profondità, si ritiene che lo sprofondamento quivi sia da attribuirsi a una eventuale “subsidenza profonda”, cioè relativa agli strati sottostanti il caranto comuni all'entroterra (pleistocenici).

Per quantificare il valore di tale subsidenza profonda si sono confrontati i livelli dei siti di bordo lagunare con livelli coevi di due stazioni archeologiche sulla costa triestina che, per l'arco di tempo in esame, è considerata stabile: Porto Cavana e la Villa romana di Barcola, dotate di precisi riferimenti altimetrici.

Dal confronto tra i livelli di Trieste e quelli della zona lagunare di gronda (liv. caranto) è risultata una differenza di circa 40 cm, in 2000 anni corrispondenti a un tasso di subsidenza intorno ai 0,2 mm/anno.

Al fine di ricostruire l'andamento dei livelli marini si sono applicati, alle quote dei 40, livelli di piani di calpestio considerati nella ricerca archeologica dei coefficienti di compensazione, dedotti da un andamento lineare della subsidenza, di 0,2 mm/anno per le stazioni poste lungo la gronda lagunare e di 0,8 mm/anno (0,2+0,6) per l'area centro lagunare.

Eustatismo

Con i livelli così elaborati si è costruito un grafico dell'andamento temporale dei livelli marini. Il grafico, che comprende un periodo di 2000 anni, presenta un netto andamento oscillatorio dei livelli.

I riporti di materiali attuati per ripristinare i livelli ottimali del franco altimetrico sono risultati in coincidenza temporale con gli innalzamenti marini, mentre i periodi di persistenza di quota dei suoli abitati sono risultati coincidenti con le fasi di stabilità o di abbassamento del livello.

Dal confronto del valore dei riporti con il livello medio mare, si rileva una costanza relativa degli spessori di ricarica (dell'ordine di 30-40 cm). Tra le fasi di stabilità o abbassamento del livello marino, significativa è stata la forte regressione che si è verificata tra il XII e il XVI secolo, fenomeno che ha portato a notevoli interventi da parte dei “Savi alle acque”, a volte però inopportuni, per l'incapacità degli idraulici del tempo (secc. XV-XVI), di identificare le vere cause che hanno prodotto l'interramento di vaste aree lagunari considerando unici responsabili i materiali portati dai vari fiumi che allora sfociavano in Laguna. La realtà, ben diversa, consisteva in una forte regressione marina che, privando di acqua le paludi, provocava l'emersione delle velme e dei fondali. L'espulsione dei fiumi, effettuata

per ordine del Senato della Repubblica, ha sì attenuato e impedito un disastro morfologico, ma quando si è invertito il fenomeno idraulico e il livello ha ripreso ad aumentare, la radicale esclusione dei fiumi dalla Laguna si è rivelata decisamente negativa favorendo la scomparsa delle aree arenose e provocando l'erosione delle rive dei territori e isole, un tempo riforniti di materiali con continuità dai fiumi.

La deviazione dei fiumi, che se temporanea avrebbe cooperato alla conservazione della situazione morfologica della Laguna, ha, invece, innescato una situazione idraulica invertita provocando un netto peggioramento.

Di questo errore, anche se tardivamente, ne fa ammissione, a metà del secolo XVI, l'idraulico Cristoforo Sabatino: in un suo scritto ammette che non solo i fiumi erano responsabili degli interrimenti ma anche la diminuzione del livello marino.

Oscillazioni del livello marino

Osservando l'andamento marino negli ultimi duemila anni, si notano dei picchi che indicano un notevole innalzamento del livello marino. La durata è stata calcolata in circa 200-300 anni intervallati da altrettanti fenomeni di regressione marina.

Si può osservare la notevole regressione iniziata alla fine del III millennio a.C., che ha avuto la sua massima espressione nel I secolo d.C., permettendo l'utilizzo di notevoli spazi emersi a scopi insediativi.

La successiva ingressione raggiunge l'apice verso il VI secolo provocando una netta cesura insediativa in quella che era stata la “Venezia romana”. La regressione successiva, iniziata nel VII secolo, anche se di minore rilevanza, ha permesso l'instaurarsi di insediamenti che hanno dato vita al Ducato Veneto. A questa regressione ha fatto seguito l'impennata ingressiva dei secoli XI-XII, ingressione che ha dato l'avvio a importanti interventi di rialzo dei terreni, ormai abitati o coltivati, sia nella città che nelle isole delle Laguna centro - settentrionale. Successivamente è seguita la regressione iniziata nel secolo XIII che ha raggiunto la sua massima depressione nel secolo XVI. Per realizzare il diagramma del settore corrispondente al periodo dei secoli XII-XVI, non è stato possibile utilizzare i dati offerti dal valore dei riporti, utili solo se riferiti a ingressioni marine, ma si sono presi in considerazione, e misurati, i livelli medi dei porteghi originali riferiti a 5 gruppi di 80 edifici e palazzi bizantini, tardobizantini, gotici, rinascimentali e seicenteschi (DORIGO,

1983), acquisendo la certezza sulle misure effettuate per risolvere quei fenomeni tanto discussi che si verificarono nel XII-XVII secolo.

Interventi antropici

Gli interventi di riporti di materiali, effettuati durante gli ultimi duemila anni, attraverso il prelievo o il riutilizzo di strati superficiali di terreno arenoso e/o di fondale di paludi o canali, sono attestati dalla documentazione d'archivio, per le epoche medievali, mentre, per i contesti antichi, tardo antichi e alto imedievali, sono stati accertati mediante scavi stratigrafici.

Dall'indagine dei siti, infatti, è stato possibile individuare la presenza di unità stratigrafiche artificialmente create con la movimentazione di terreni di risulta (riporti). Tutte queste unità, quale che fosse l'epoca di formazione, risultano costituite da materiale di origine lagunare o litorale: non sono state individuate, fino ad ora, tracce di unità stratigrafiche composte da materiali di formazione dulcicola, suscettibili di essere interpretate come riporti dal continente. Questo conferma che, almeno fino all'età moderna, i riporti sono stati un fenomeno interamente lagunare e tendenzialmente locale: perciò si ritiene infondata l'asserzione comunemente espressa di presenze di materiale di origine continentale (altinate) nell'area lagunare veneta.

Queste unità stratigrafiche, in sezione, si presentano come depositi omogenei a composizione mista, privi di tracce di piani di livelli intermedi: strati di argille, limi, sabbie spesso inglobanti resti organici e di manufatti. Tali strati possono essere identificati come "riporti" anche all'analisi.

Mediante le analisi dei reperti è possibile rilevare che le unità stratigrafiche che coprono un livello, un tempo insediato, includono oggetti databili a un'epoca anteriore a quelli rinvenuti nell'unità inferiore (stratigrafia invertita). Questa sequenza fornisce una delle chiavi interpretative che consente di parlare di riporti. Il riporto non è uno strato formatosi gradualmente durante il periodo di occupazione dell'insediamento, ma è il risultato di un intervento edilizio, su territorio adibito a coltivo o ad altre attività, unitario e istantaneo, che crea un livello adatto alla frequentazione. Nel caso di spazi adibiti a coltivazione agricola, viceversa, sono stati rilevati i segni di ripetuti interventi, ciascuno relativamente modesto (annuali), ma accumulatisi nel tempo fino a produrre un complesso di strati di apprezzabile entità. In quest'ultimo caso la documentazione d'archivio è stata utile per verificare la lettura che l'in-

dagine di scavo sembrava suggerire.

Cesure insediative

I secoli IV-V d.C. vedono l'abbandono dei territori abitati fin dal I secolo a.C. a causa dell'aumento del livello marino, originando una cesura insediativa. Le aree un tempo abitate furono completamente abbandonate fino a cancellare ogni vestigia di territorio emerso.

Attualmente per documentare la situazione di tale periodo è necessario volgere l'attenzione sotto i fondali delle vaste aree coperte dai limi delle paludi.

Per le ragioni che si esporranno, solo sotto i fondali paludosi, e non sotto alle aree tuttora emerse, si possono scoprire le numerose e importanti vestigia di antiche *domus*, *villae*, *porticus*, *callis*, etc. Unica eccezione di resti scoperti sotto terreni elevati, risultano gli edifici costruiti lungo gli antichi cordoni litoranei o di gronda lagunare, oppure rilevati sotto aree arenose, però di recente formazione. La profondità dei resti, misurata su livello di piani di calpestio o di pavimentazione, è risultata uniforme: -2,30 m da livello di medio mare IGM (Ge 42).

Soltanto l'età altomedioevale vedrà sorgere nuovamente in laguna insediamenti anche di tipo urbano, agricolo, salinero e per attrezzature navali e approdi. Questi insediamenti si chiameranno Ammiana, Costanziano, Torcello Matamauco, Rivoalto.

Gli insediamenti dell'Età Romana, anche se talora presentano alta densità abitativa, non sono mai confrontabili con il tipico *Vicus* o Borgo medioevale. Gli edifici di Epoca Romana, sia quelli classificati di prestigio che le semplici abitazioni rustiche, non hanno mai assunto la consistenza di tipo urbano.

L'analisi della distribuzione areale degli antichi edifici dà un'indicazione utile. Spesso tali edifici distano l'uno dall'altro 200-400-700 metri, a volte risultano disposti a gruppi, però con spazi non edificati di circa 50-100 metri.

Di altro tipo risultano gli insediamenti portuali in diretta comunicazione con il mare. Questi si presentano strutturati da un vasto magazzino-scalo e una decina di edifici a uso abitazione o scali e magazzini fluviali secondari. I più modesti approdi o scali di interscambio interno (via endo litoranea) sono costituiti da un approdo e da uno o più edifici-magazzino.

Dopo l'abbandono dei territori a causa dell'aumento del livello marino si verificò il periodo di "cesura" insediativa. Le aree un tempo abitate, in antichi documenti, vengono indicate in condizione di "acqua superla-

bente”, cioè, semisommerse (sotto il livello di comune marino).

Nel VI secolo Cassiodoro vede una Laguna trasformata in saline e peschiere (gli insediamenti di qualche secolo prima sono dimenticati). È durante i secoli VII-VIII che si manifestò un limitato periodo con livelli marini modestamente negativi; in questo periodo gli insediamenti si installano in aree diverse di quelli antichi ma si realizzano in quelle zone che, precedentemente, erano utilizzate soltanto a coltura agricola e che nei secoli precedenti (II-IV secolo) erano costantemente rialzati, cioè tenuti a livello con un opportuno valore di franco altimetrico per impedire che il salso danneggiasse le coltivazioni. La prova di questa scelta sta nelle informazioni offerte dai documenti dei secoli X-XI-XII e dall'esame archeologico di aree e insediamenti tardoantichi e altomedievali: Costanziano, Ammiana, Torcello, Venezia, ecc. Negli strati sottostanti alle più antiche strutture medievali, si sono riscontrati soltanto terreni un tempo usati a scopo agricolo o salinero, ma mai resti di edifici o di strutture di epoca antica, resti, al contrario, numerosi in aree non lontane ma decisamente paludose.

Conclusioni

Nell'area lagunare centro-nord, al contrario di quella sud, è l'insediamento umano, spesso, a predominare. La vicinanza con una realtà continentale molto presente, anche lungo la gronda, ha generato un inserimento di insediamenti che sono avanzati verso la laguna media, lungo le rive emerse di canali salsi o lungo le golene di fiumi o dei numerosi, ma modesti, fiumi di risorgiva. Questa situazione ha promosso e indirizzato verso una vocazione “terricola-insediativa” gli abitanti che, nei periodi climatici favorevoli, si spostavano dalle aree continentali, seguendo le vie tracciate da fiumi o canali verso territori o isole lagunari emerse. Nei periodi climatici sfavorevoli (ingressioni marine) il percorso era inverso, cioè dai territori lagunari alla terraferma. Queste situazioni sono riferite, in modo particolare, ai periodi antichi quando le condizioni morfologiche erano libere da interventi antropici, che avrebbero interferito condizionando i processi insediativi e gli spostamenti degli abitanti. Più tardi sarà proprio l'intervento antropico a permettere di creare condizioni di insediamento, fossilizzando, sia pure in aree più ristrette, possibilità abitative, mediante apporti di materiali per permettere di mantenere i livelli di calpestio a valori superiori alle alte maree.

CAPITOLO 4. X.

LE LAGUNE DI CAORLE E BIBIONE

di Alessandro Fontana

4. X. 1. INTRODUZIONE

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 (fig. A6.8). 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 la golena del canale Cavrato e di quello dei Lovi, alla cui foce si trova la palude Zumelle (fig. 4.100); 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 (fig. 4.1). La carta geomorfologica, rappresentando la situazione 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 è stato analizzato grazie ad alcuni

Fig. 4.100. Veduta del canal dei Lovi nella palude Zumelle.



carotaggi profondi che hanno consentito di ricostruire e datare la sequenza sedimentaria della laguna (fig. 4.102) (MAROCCO *et alii*, 1996; GALASSI & MAROCCO, 1999; LENARDON *et alii*, 2000).

4. X. 2. LA LAGUNA ATTUALE E LE AREE DI BONIFICA

La carta 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 (le tracce sono ben evidenti sulle fotografie aeree, fig. A6.2). 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 IGM.

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 M. *et alii*, 1995) (fig. A6.9).

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; qui però sono situate quasi esclusivamente lungo il perimetro, soprattutto presso la palude della Rocca e a ridosso di Porto Falconara (fig. A6.9). 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 (fig. A6.8).

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, la Vallesina e la Valle Grande di Bibione. In particolare all'interno della gola 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 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 (fig. A6.2). 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 subiscono poi a loro volta numerose ramificazioni (fig. A6.2). Questi aspetti sono particolarmente evidenti nella zona di Bandoquerelle, tra i fiumi Lemene e Loncon, dove talvolta 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 (Cfr. CARTA DEL LOMBARDO VENETO, 1833).

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), 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

Fig. 4.101. Territorio dalla foce del Livenza al Tagliamento, 1644 (ASVE, SEA, Laguna, ds. 44). Si noti l'isola di Caorle e la presenza di divisioni agrarie ben definite lungo i principali dossi fluviali attivi ed estinti (Livenza, roggia Lugugnana, Lemene, canale De Mortolo).

strati di torbe (fig. 4.104). 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 molte zone la "spalmatura" dei sedimenti lagunari è quasi completamente scomparsa; ciò è evidente presso Torresella di Portogrua-



ro 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, traversando perciò l'attuale laguna (fig. 4.1). 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 ipotizzano una loro appartenenza al sistema del Livenza (PROVINCIA DI VENEZIA, 1983). È stato però anche proposto che il settore costiero di Caorle sia stato formato da un antico sistema deltizio connesso all'attività del Piavon (BLAKE *et alii*, 1987).

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. Le alluvioni del Piave sono relativamente meno ricche di carbonati e contraddistinte da alcune rocce caratteristiche.

Oltre all'interazione con i fiumi, le lagune hanno subito soprattutto l'influsso del mare, in un rapporto variabile di erosione e deposizione 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 storiche, 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 di Baseleghe era rappresentata nelle mappe



Fig. 4.102. Sezione paleogeografica 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. 4.1 e 4.11.

fino al 1562 (fig. 4.5), ma già in quelle del XVII secolo non è più esistente (fig. 4.101).

4. X. 3. EVOLUZIONE OLOCENICA DELLA LAGUNA DI CAORLE

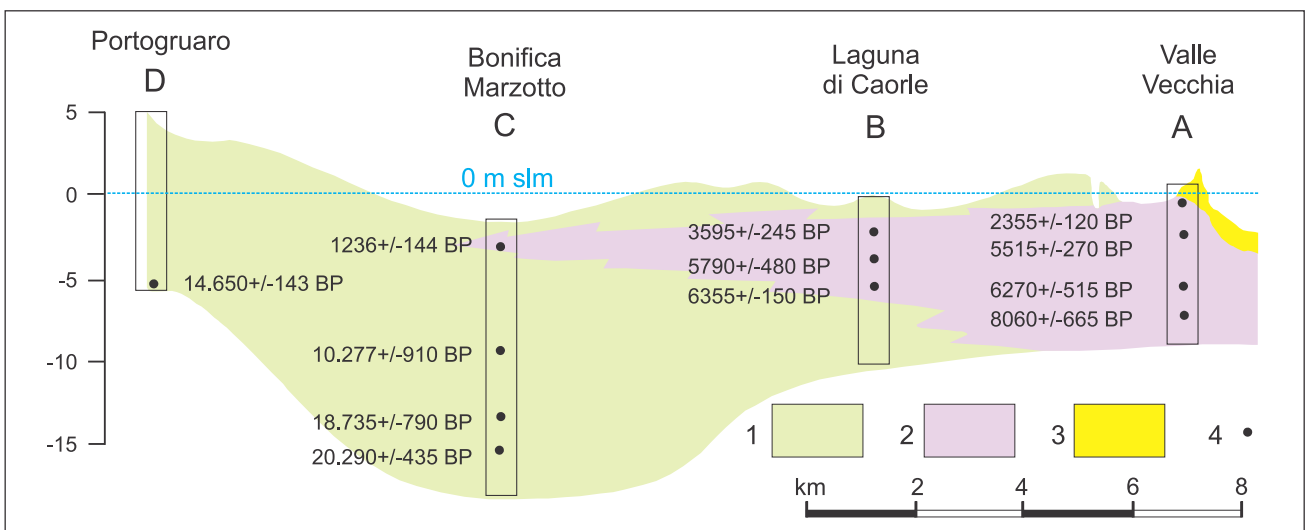
Da un punto di vista geologico-stratigrafico i sedimenti che testimoniano lo sviluppo della laguna di Caorle si trovano su quasi tutta la superficie posta sotto il livello marino, con spessori che sono però molto variabili e che genericamente vanno assottigliandosi procedendo dalla costa, dove raggiungono circa 10 m, verso l'interno, dove scompaiono (fig. 4.102) (GALASSI & MAROCCO, 1999).

Recentemente vari studiosi hanno effettuato indagini riguardanti l'evoluzione della laguna di Caorle (BALISTA & BIANCHIN CITTON, 1994; VALLE & VERCESI, 1996), ma i dati più interessanti sono stati ottenuti con 4 sondaggi condotti da Marocco e collaboratori lungo un transetto che attraversa interamente l'attuale laguna da Valle Vecchia a Portogruaro (fig. 4.102) (MAROCCO *et alii*, 1996; GALASSI & MAROCCO, 1999; LENARDON *et alii*, 2000).

Durante il periodo Atlantico (6800-3800 a.C.), in seguito al rallentamento della velocità di risalita eustatica, si crearono le condizioni per la formazione di vasti ambienti di transizione con acque salmastre tra la pianura e il mare, in genere racchiusi tra gli apparati di foce dei fiumi maggiori (cfr. FAIRBANKS, 1989; PRETI, 1999). È questo il caso delle lagune dell'Alto Adriatico come quella di Caorle, compresa tra il Tagliamento e il Livenza.

Sulle basse coste veneto-friulane la trasgressione è stata fortemente influenzata dalla topografia della pianura preesistente e la subsidenza locale ha generato poi situazioni differenziate anche tra zone relativamente vicine.

I più antichi sedimenti lagunari sono stati individuati presso la costa di Valle Vecchia a circa -8,5 m s.l.m. e la loro datazione ha fornito un'età di 8060±655 a ¹⁴C BP; un campione proveniente da -6 m è risultato essere antico di 6270±515 a ¹⁴C BP (MAROCCO *et alii*, 1996; GALASSI & MAROCCO, 1999). La sezione geologica presentata da GALASSI & MAROCCO (1999) consente di apprezzare il cuneo di sedimenti lagunari olocenici e la progradazione del sistema fluviale del Taglia-



Legenda: 1) depositi di pianura alluvionale; 2) depositi lagunari; 3) depositi costieri; 4) posizione dei campioni datati (GALASSI & MAROCCO, 1999 semplificato).

Fig. 4.103. Valle Vecchia di Caorle, ambienti di palude salmastra alle spalle dei primi cordoni dunali.

mento (fig. 4.102); tuttavia l'elevata deviazione standard presentata dalle datazioni rende possibili eventuali future precisazioni della cronologia. Comunque, tutti i sedimenti profondi incontrati nella laguna di Caorle hanno evidenziato età relativamente più antiche di quelle disponibili per l'adiacente laguna di Marano (5540 ± 140 a ^{14}C BP, cfr. MAROCCO, 1989) e quindi, pur con qualche riserva, si può ritenere che la laguna di Caorle si sia formata in un periodo precedente. La sezione geologica denota anche importanti fenomeni di subsidenza differenziale che hanno fatto abbassare i sedimenti dell'area interna alla laguna più di quelli posti lungo la costa e ciò forse per la presenza di depositi torbosi e a causa delle bonifiche artificiali (GALASSI & MAROCCO, 1999).

La trasgressione marina ha sfruttato le depressioni della pianura preesistente e nella laguna di

Caorle le acque salmastre sono giunte fino a Portogruaro risalendo lungo due antiche incisioni fluviali precedentemente scavate dal Tagliamento (FAVERO, 1991a; VALLE & VERCESI, 1996; FONTANA, 2002b). Si tratta di bassure larghe oltre 0,5 km e profonde circa 10 m che marginano a est e ovest l'area di Concordia Sagittaria. Attualmente le incisioni sono completamente colmate a valle di Portogruaro ma si possono ricondurre alle ampie valli occupate dal Reghena e dal Lemene poco più a monte (per una trattazione più completa si veda paragrafo 4.1.7. in questo volume). Nelle incisioni i sedimenti compresi tra il piano campagna e circa 4 m di profondità sono riconducibili all'attività del ramo del Tagliamento che seppellì Concordia tra il VI e il IX secolo mentre, tra 4 e 10 m, sono presenti torbe e limi argillosi organici con resti di conchiglie marine e lagunari (fig. 4.10).



La presenza del mare e delle lagune ha condizionato in maniera diretta il popolamento umano, avendo creato fasce ecologiche ricche di risorse ma sommergendo anche zone prima abitate. Le bonifiche moderne hanno restituito numerose tracce dell'antica frequentazione umana che consentono di ricostruire dettagliatamente alcuni aspetti dell'evoluzione lagunare. In particolare, presso San Gaetano di Caorle le indagini stratigrafiche (BALISTA & BIANCHIN CITTON, 1994) hanno dimostrato l'esistenza di un primo insediamento nel corso dell'età del Bronzo recente (XIV-XII secolo a.C.) su di un bacino fluvio-palustre dulcicolo in graduale evoluzione verso un ambiente di tipo salmastro-lagunare (fig. A6.9). L'ingressione nella località di acque salmastre avrebbe causato il parziale abbandono dell'insediamento, con il conseguente intorbamento delle strutture lignee di primo impianto. In seguito vi fu un ritorno a un ambiente palustre d'acqua dolce, con un'altra fase di rioccupazione durante la primissima età del Ferro (IX-inizi VIII secolo a.C.) (BALISTA & BIANCHIN CITTON, 1994).

Poco a sud del centro di Concordia, in località Fornasatta, lo scavo dell'area COOP ha posto in luce a -1 m s.l.m. strutture insediative connesse con un'opera di bonifica, sigillate da sedimenti torbosi lagunari con reperti della prima età del Ferro (BIANCHIN CITTON & PANOZZO, 1996). Al di sopra si sedimentarono depositi sabbiosi alluvionali di ambito lagunare e superiormente venne rinvenuto un potente scarico antropico databile tra l'VIII e il VII secolo d.C. (VALLE & VERCESI, 1996; BIANCHIN CITTON & PANOZZO, 1996). Le informazioni raccolte presso località Fornasatta e San Gaetano di Caorle hanno spinto gli autori a identificare una fase di trasgressione lagunare durante il Bronzo finale e un periodo di stabilità o regressione coincidente con l'epoca romana.

I siti d'epoca romana ritrovati presso il Mottaron dei Frati di Bibione, Valle Vecchia, Caorle, Porto Santa Margherita e Valle Altanea consentono di affermare che tra gli ultimi secoli a.C. e i primi d.C. la costa doveva avere in gene-

rale una fisionomia simile all'attuale. In vari casi gli insediamenti costieri ritrovati sono inquadrabili nella tipologia delle ville marittime presenti anche lungo il litorale friulano a poca distanza da Aquileia (cfr. BATTISTON & GOBBO, 1992).

Secondo tutti gli studiosi, Caorle doveva essere un importante porto marino, punto d'entrata preferenziale in laguna e nell'entroterra concordiese tramite la risalita del Livenza e del Lemene. Il ruolo di porto in epoca romana è testimoniato dalla presenza di luoghi di stoccaggio pertinenti un molo e di ancore nel tratto di mare antistante la Madonna dell'Angelo (FOZZATI & TONIOLO, 2001).

Dei vari cordoni dunali esistenti presso Caorle e riferibili all'attività deposizionale del Livenza (PROVINCIA DI VENEZIA, 1983) rimangono attualmente rilevate solo alcune aree del settore orientale della città, che comunque hanno subito una notevole rielaborazione antropica.

Nell'area considerata l'attuale posizione marina è la più elevata raggiunta durante l'Olocene e la laguna assunse una estensione simile a quella precedente i grandi interventi artificiali probabilmente già nell'alto Medioevo. Infatti tra V e XI secolo d.C. si è verificata un'importante fase di trasgressione che ha consentito alle acque salmastre di sommergere aree abitate durante l'epoca romana (cfr. MAROCCO 1991a; LENARDON *et alii*, 2000; BONDESAN A. *et alii*, 2002c). Questo arco di tempo coincide anche con la fase avulsiva che portò il Tagliamento ad abbandonare il percorso d'epoca romana per attivare temporaneamente quello di Concordia e poi definitivamente quello di Latisana (vedi paragrafo 4.1.5 in questo volume).

La laguna di Caorle ha sempre avuto un'interazione con i fiumi Livenza e Tagliamento, soprattutto per l'apporto di materiale sedimentario da essi fornito. Le maggiori tracce di questo rapporto sono riferibili al Livenza e all'evoluzione recente della laguna che verrà considerata nel successivo paragrafo. Durante l'Olocene il Tagliamento ha sempre avuto le sue foci a ovest del suo corso attuale, interessando quindi diret-

tamente la laguna. Soprattutto il percorso del *Tiliaventum Maius*, probabilmente già attivo dall'inizio del I millennio a.C., ha avuto una importante progradazione all'interno della laguna. Questo è stato documentato presso la località Marina di Lugugnana, dove il dosso sabbioso su cui si trova una villa del I-II secolo d.C. ha uno spessore di circa 3 m e seppellisce sedimenti lagunari (cfr. CROCE DA VILLA *et alii*, 1987, sito 352). Inoltre, a monte degli apparati dunali di Bibione, oltre al Mottaron dei Frati, si trovano probabili apparati deltizi del Tagliamento che ne testimoniano la progradazione verso mare (vedi paragrafo 4.I.3 in questo volume).

4. X. 4. EVOLUZIONE MODERNA E RECENTE DELLA LAGUNA DI CAORLE E GLI INTERVENTI ANTROPICI

Nel periodo post-romano fino al XVI secolo la laguna è stata scarsamente interessata da interventi antropici; nella cartografia storica sono segnalati pochi centri abitati che, esclusa la città di Caorle, all'epoca posta su di un'isola, consistevano in singole abitazioni o in piccoli gruppi di case (fig. 4.101 e fig. 4.105). Questi insediamenti sono generalmente posti sul colmo dei dossi fluviali attivi o relitti, situati in posizione rilevata rispetto alla laguna. Si ricordano ad esempio gli abitati di Lugugnana, San Giacomo, Villaviera, Viola e San Bartolomeo lungo il dosso del Tagliamento romano, Bevazzana sul Tagliamento attuale, San Lunardo presso il Lemene, San Giorgio di Livenza. Si segnalano inoltre le "palade": punti di controllo e di riscossione doganale posti alle foci lagunari dei corsi d'acqua navigabili. Sono note quella sulla roggia Lugugnana presso Baseleghe, quella sul Lemene, quella sull'attuale Livenza Morta (fig. 4.5). Esistevano poi alcuni centri monastici come quelli di Santa Croce e di Santa Margherita sul litorale liventino.

Le bocche di porto lagunari riportate sulla cartografia storica sono quelle attuali, anche se il confronto delle numerose mappe consente di apprezzare le variazioni della loro posizione nel corso degli ultimi 500 anni. Invece il Mezzo Lido

4.104. Tipica sequenza stratigrafica presente nelle aree recentemente bonificate. Sotto lo strato arativo si riconoscono alternanze di limi, limi sabbiosi e limi argillosi talvolta ricchi di molluschi lagunari. Al fondo gli orizzonti scuri corrispondono a strati torbosi. Altezza della sezione circa 1 m.



di Baseleghe, situato al centro del litorale di Valle Vecchia, è riportato nelle mappe per tutto il XVI secolo mentre in quelle dell'inizio del XVII secolo non è più presente (fig. 4.5 e fig. 4.101). La sua posizione rende ipotizzabile un legame con il percorso terminale del *Tiliaventum Maius* e il periodo in cui la bocca lagunare si chiuse coincide con una fase di notevole espansione del delta del Tagliamento attuale. È ipotizzabile che l'abbondante sedimento trasportato dal fiume al mare e poi ridistribuito dal *drift* costiero abbia insabbiato definitivamente il porto.

Nel XVIII secolo il progetto della Serenissima mirato a prevenire l'interramento della laguna di Venezia prevede anche la deviazione del Livenza nelle ultime 10 miglia e lo spostamento della sua foce 5 miglia più a est. Nel 1642 venne deciso di separare in tre rami il corso basso del Livenza al fine di dare spazio al Piave, indirizzare il deflusso verso il Porto di Santa Margherita e assicurare i collegamenti tra la costa e il Friuli. Il maggior cambiamento fu la costruzione dell' "intestadura" di San Giorgio di Livenza che portò al taglio del Livenza dando origine così alla Livenza Morta e decretando il declino del Porto di Santa Croce (fig. 4.101); le acque del fiume si scaricano nel canale La Cona, defluendo per il Porto di Santa Margherita già nel 1654. In base al confronto con la cartografia storica, quest'ultimo è migrato poi verso OSO a causa dell'erosione che ha interessato tutto il litorale di Caorle; tale processo ha risparmiato la chiesa della Madonna

Fig. 4.105. Carta storica (ASVE, SEA, Livenza, ds. 12). Si noti la conformazione della laguna di Caorle già simile all'attuale e differente rispetto a quella del XVI secolo.

dell'Angelo, all'epoca forse già protetta da opere contro l'erosione (cfr. FOZZATI & TONIOLO, 2001). Vennero inoltre scavati il canale del Traghetto e del Traghetтино per congiungere il Livenza al Lemene. La traccia del Traghetтино è ben evidente nella cartografia storica e dalla sua morfologia si può ipotizzare che sia stato in parte sfruttato l'alveo di un canale lagunare, come per il canale delle Zoppe (fig. 4.101). Esistono documenti del 1645 che attestano un importante cambiamento nel corso del Traghetтино, con necessità di rivedere la distribuzione delle terre per gli abitanti di Caorle (MARSON, 1997).

Nel 1683 vennero scavati anche il canale delle

Cimane (poi detto delle Navi) e il Riello; mentre l'ultimo è ancora attivo il secondo si è chiuso agli inizi del XX secolo e, nonostante un periodo di attività limitato, ha formato un evidente dosso sabbioso-limoso, la cui morfologia oggi è evidenziata dalla subsidenza differenziale che le bonifiche hanno indotto sui terreni circostanti.

In realtà la laguna di Caorle rappresentata dalla cartografia non coincide con l'attuale, drasticamente artificializzata dalle bonifiche e dalla costruzione delle valli da pesca. In tutte le mappe tra il XVI e il XVIII secolo la laguna di Caorle s.s. si trovava proprio alle spalle della città omonima e giungeva fino al canale Traghetтино, all'altezza



Fig. 4.106. Laguna di Caorle, palude Zumelle. Particolare di un ghebo.



di Ottava Presa (fig. 4.1 e 4.101). Essa era limitata a est dal corso del Lemene e a ovest dall'attuale Livenza Morta. Più a est e più a monte la cartografia storica raffigura delle aree palustri con barene, ma le aree con acqua profonda mancano quasi totalmente in corrispondenza dell'attuale laguna di Caorle e si concentrano solo tra Valle Zignago e Val Perera (fig. 4.105). L'embrione dell'attuale laguna appare separata da altre aree sommerse più orientali dal dosso rilevato del *Tiliaventum Maius*, all'epoca riutilizzato dal canale denominato Fossa Secca. Anche in questo settore più orientale, pur essendo presenti terreni palustri disabitati, gli specchi lagunari riportati nelle mappe dell'inizio del XVI secolo sembrano meno profondi di quelli esistenti a nord di Caorle.

La situazione appare già molto simile all'attuale nella carta del Von Zach del 1805 e in quel-

la del Lombardo Veneto del 1833 in cui il canale Nicessolo fa da spina dorsale del sistema lagunare. La coincidenza cronologica tra le enormi variazioni di superficie della laguna di Caorle e la realizzazione di numerosi cambiamenti artificiali del tratto finale del Livenza spinge a ritenere che una delle primarie cause di queste modificazioni sia stato proprio l'intervento antropico. A prova di questo fatto vi è un documento del 1677 nel quale gli abitanti di Caorle si lamentano con Venezia per il fatto che le deviazioni del Livenza e del Piave crearono una drastica diminuzione delle zone di pesca, costringendoli ad andare a pescare in mare (MARSON, 1997).

Quindi dal 1560 circa, quando Caorle era ancora un'isola con alle spalle una sua laguna, il progressivo interrimento di quest'ultima e la sommersione delle aree più orientali ha trasformato completamente il paesaggio. Si segnala l'ac-

crescimento della spiaggia a oriente della chiesa della Madonnetta dell'Angelo, dove la costa è progradata soprattutto nella prima metà dell'Ottocento, come evidenziato dal confronto tra la cartografia austriaca di Von Zach (1805) e quella del Lombardo Veneto (1833).

Uno degli ultimi interventi che segnarono l'assetto idrologico della pianura tra Tagliamento e Livenza è stata nel 1912 la costruzione della Litoranea Veneta che per giungere a Caorle ha sfruttato il canale Taglio Novo. In prossimità di esso, la fotointerpretazione ha messo in luce le tracce di altri due canali: il Palangone e il De Vecchi, ora ripreso dal Riello. Presso l'argine orientale del territorio di Caorle, in località Case Palangone, A. Comel (PROVINCIA DI VENEZIA, 1983) segnalò la presenza di possibili dune spianate, ma sulla base dei nuovi dati si può ipotizzare che egli abbia erroneamente interpretato l'origine della sabbia che riempie il paleoalveo del canale, attivo fino al 1910 circa.

L'ultimo grande evento che ha inciso sulla morfogenesi delle aree lagunari è stata la bonifica moderna e contemporanea. I primi vasti interventi mirati all'acquisizione di nuovi terreni coltivabili iniziarono nella seconda metà del XIX secolo per la volontà delle comunità o di singoli proprietari. Nel 1854 fu avviato il recupero della zona paludosa ora denominata Bonifica delle Sette Sorelle e nel 1879 venne iniziata la bonifica della tenuta di San Gaetano di Caorle (MARSON, 1997). Le bonifiche maggiori sono state effettuate nei primi decenni del XX secolo e si sono concluse nel 1967 con il prosciugamento della Valle Vecchia di Caorle. Proprio questa zona è attualmente al centro di un progetto di rinaturalizzazione che prevede la sommersione di alcune delle aree bonificate.

4. X. 5. 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 originariamente palustri, separate dalla laguna di Caorle (fig. 4.4), in aree maggiormente comunicanti con le acque salmastre (CASTI MORESCHI, 1990). La 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 (CASTI & MORESCHI, 1990). 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 (vedi paragrafo 4.I.3 in questo volume).

CAPITOLO 4. XI.

LA FASCIA COSTIERA

di Giorgio Fontolan

4. XI. 1. PREMESSA

Le spiagge sono forme del rilievo terrestre soggette a un rapido dinamismo che coinvolge tutte le sue parti: la spiaggia alta e le dune, la spiaggia emersa, la battigia e la spiaggia sottomarina. La spiaggia è un sistema aperto in cui si hanno continue entrate e uscite di sedimento. L'origine dei materiali che costituiscono le spiagge è in generale alquanto varia; nel caso delle spiagge che bordano le pianure alluvionali si tratta in prevalenza di sabbie provenienti dai fiumi e distribuite dalle correnti lungo riva, originate dalle onde che incidono il litorale con fronti obliqui.

In assenza di intervento diretto da parte dell'uomo, le dinamiche evolutive dei litorali seguono cicli costruttivi/distruttivi dettati dal mutuo bilancio tra apporti solidi dai fiumi, frequenza delle mareggiate e variazione del livello del mare.

In generale le grandi trasformazioni delle aree costiere, legate agli interventi di regimazione dei corsi d'acqua, allo sfruttamento di cave in alveo, alle bonifiche di aree umide, allo sviluppo industriale, insediativo e turistico sono un tema ricorrente a scala globale, soprattutto a partire dal secondo dopoguerra.

Il litorale veneziano, pur rientrando in questa casistica, ha viceversa subito profonde modificazioni dell'assetto costiero, in virtù di una lunga storia di interventi di regimazione idraulica perpetrati sin dai periodi della Serenissima.

Conseguentemente, la diretta risposta delle spiagge è stata quella di adattare le proprie forme a nuove condizioni di equilibrio, dettate soprattutto dalla diversa posizione dei corsi d'acqua e delle loro foci. Ecco che la storia della Serenissima è forse anche quella che documenta la più antica pratica di difesa delle coste, messe a repentaglio dai fenomeni erosivi innescati sia per cause naturali che come risposta naturale alle modificazioni dell'uomo sul regime sedimentario delle spiagge.

La fascia costiera conserva, almeno in parte, le testimonianze di antichi aggetti deltizi che non hanno quasi più un riscontro attuale, ma che evidenziano la forte influenza del carico solido fluviale sulle complesse dinamiche e sull'evoluzione della fascia costiera.

Dopo la Seconda Guerra Mondiale, per i motivi già citati, i fortissimi depauperamenti di sedimento utile per il ripascimento delle spiagge e l'occupazione di larghi spazi del retrospiaggia per nuovi insediamenti turistici ha portato a una profonda crisi erosiva delle coste.

Da questo momento in poi, quindi, l'evoluzione del litorale è legata direttamente all'uomo e alle sue pratiche di "conservazione" di un territorio per la gran parte ormai compromesso.

Dopo la mareggiata del 1966, il litorale è stato

ulteriormente irrigidito da opere di difesa realizzate con le filosofie più prettamente conservative (massicciate, palancole cementizie, muri paraonde, pennelli in massi ecc.) a protezione degli abitati e delle colture. In questo modo la linea di riva è stata fissata impedendo ogni possibile scambio sedimentario da e verso l'entroterra.

Solo nell'ultimo decennio, tutta la conterminazione lagunare verso mare è stata interessata da una vasta serie di interventi integrati di difesa e di ripristino delle morfologie naturali, operati secondo le più moderne tecniche ingegneristiche, soprattutto volte alla restituzione di un bene, la spiaggia, inteso come risorsa rinnovabile. Lungo il litorale di Pellestrina, di Sottomarina, Isola Verde e, più a nord, Cavallino e Jesolo sono state infatti ricostruite o ampliate le spiagge in erosione, mediante ripascimento di sabbie prelevate dai fondali marini antistanti. Si tratta del maggior progetto di riqualificazione a scala nazionale ed europea, sicuramente pari alle difese dei murazzi costruite dai Veneziani nel 1700.

4. XI. 2. INQUADRAMENTO GEOMORFOLOGICO

L'area costiera della provincia di Venezia si estende dalla foce del Tagliamento a nord a quella dell'Adige a Sud, per complessivi 95 km circa. Il territorio provinciale di Venezia copre pertanto più di due terzi della fascia costiera sabbiosa della regione Veneto. Il litorale è costituito interamente da spiagge sottili, generalmente a bassa pendenza, e per lunghi tratti è marcato da opere umane sotto forma di insediamenti urbani e da un continuo susseguirsi di difese radenti. Entrambi hanno sostituito i lunghi e spesso potenti allineamenti dunosi che fino a qualche decennio fa caratterizzavano il litorale e ne costituivano l'unica difesa. La continuità di quest'ultimo è interrotta dalla presenza di foci fluviali e bocche portuali di valle e lagunari, cosicché è possibile distinguere 10 diverse unità litorali, ciascuna compresa entro due linee di dissezione:

1. dalla foce del Tagliamento a Porto di Baseleghe: *litorale di Bibione*,
2. da Porto Baseleghe a Porto Falconera: *litorale di Valle Vecchia*,
3. da Porto di Falconera alla foce del Livenza: *litorale di Caorle*,
4. dalla foce del Livenza a quella del Piave: *litorale di Valle Altanea e di Eraclea*,
5. dalla foce del Piave a quella del Sile (Piave Vecchia): *litorale di Jesolo*,
6. dalla foce del Sile a Porto di Lido: *litorale del Cavallino*,
7. dal Porto di Lido al Porto di Malamocco: *litorale di Lido*,
8. dal Porto di Malamocco al Porto di Chioggia: *litorale di Pellestrina*,
9. dal porto di Chioggia alla foce del Brenta: *litorale di Sottomarina*,
10. dalla foce del Brenta a quella dell'Adige: *litorale di Isola Verde*.

Le informazioni relative ai litorali, comprese sia sotto le “forme e depositi costieri ed eolici”, le “forme antropiche” e “altri simboli” sintetizzano un insieme di dati solo in parte direttamente osservabili in campo o da foto aerea e satellitare. In particolare i dinamismi della linea di riva e le pendenze dei fondali derivano dall'analisi accurata di profili di spiaggia rilevati nel corso degli ultimi anni, senza con ciò non tener conto delle trasformazioni subite dalla fascia costiera nel corso del tempo, anche più remoto, al fine di evidenziare soprattutto gli impatti diretti e indiretti da parte dell'uomo. Si ritiene quindi, per completezza di informazione, di fornire un quadro meno sintetico di quello determinato dalla semplice restituzione cartografica e al contempo offrire in più casi delle chiavi interpretative di fenomeni evolutivi non sempre di facile comprensione.

Le tipologie dei dati disponibili ai fini della caratterizzazione dei tratti costieri sono di varia natura e hanno previsto:

- la raccolta ed elaborazione di studi e indagini pregressi (analisi di cartografia storica, confronto di rilievi batimetrici e topografici, computi volumetrici);

- l'analisi delle levate aereofotogrammetriche più recenti (ortofoto del 1998) e confronto con la cartografia tecnica regionale e/o con eventuali levate precedenti;

- un rilievo speditivo sul terreno per la descrizione generale dei litorali e per un censimento delle opere di difesa sia rigide che morbide (dune artificiali e terrapieni) e dei rilievi dunosi;

- alcuni rilievi topografici di supporto al rilievo speditivo.

Le principali fonti di riferimento per i dati da indagini e studi pregressi sono:

- profili effettuati dal CNR e dal Genio Civile OO MM di Venezia lungo i litorali del Veneto nord-orientale (anni 1968, 1976, 1980, 1988): dalla sezione n. 1 (Foce Tagliamento) alla n. 33 (Foce Piave), riportati da LIBERATORE *et alii* (1997a), con relativi computi volumetrici (LIBERATORE *et alii*, 1997b).

- Rilievi batimetrici relativi al 1996, ripetuti lungo le sezioni del Genio Civile OO MM di Venezia comprese tra le sezioni n. 13 e n. 21, eseguiti per conto del Comune di Caorle (LIBERATORE, 1997). Nella stessa pubblicazione sono riportati anche rilievi del 1995, relativi alle sezioni dalla 22 alla 27 (Valle Altanea), eseguiti dal Genio Civile Regionale Veneto.

- Rilievi batimetrici eseguiti nel 1997 e 1998, relativi alle sezioni dalla 28 alla 32 (Eraclea Mare) (FONTOLAN, 1998; PILLON, 1999).

- Rilievi batimetrici eseguiti nel 1997 dal Consorzio Venezia Nuova lungo il litorale di Jesolo.

- Rilievi batimetrici eseguiti nel settembre 1999 dal Consorzio Venezia Nuova lungo il litorale del Cavallino (controllo post-rifluimento).

- Rilievi batimetrici eseguiti nel 1997 dal Consorzio Venezia Nuova lungo il litorale di Lido.

- Rilievi batimetrici eseguiti nel settembre 1999 dal Consorzio Venezia Nuova lungo il litorale di Pellestrina (controllo post-rifluimento).

- Rilievi batimetrici eseguiti nel 1995 dal Consorzio Venezia Nuova lungo i litorali di

Sottomarina e Isola Verde.

- CTRN (Carta Tecnica Regionale Numerica) della Regione Veneto (aggiornamenti del 1983 dal Tagliamento al promontorio di Caorle; 1987 da Caorle alla foce dell'Adige).

4. XI. 3. IL LITORALE DI BIBIONE

Il litorale di Bibione, che ha un'estensione di circa 10 km, è delimitato a levante dalla foce del Tagliamento e a ponente dal Porto di Baseleghe. Il regime sedimentologico di questa spiaggia è direttamente legato alle vicende del delta tilaventino, di cui costituisce l'ala destra, e il cui trasporto solido a mare viene prevalentemente veicolato dalle correnti in direzione ovest e quindi rielaborato dal moto ondoso (ZUNICA, 1971b).

Lo sfruttamento turistico e l'urbanizzazione del litorale sono avvenuti in tempi relativamente recenti, cioè a partire dagli anni '60. Per buona parte della sua lunghezza il litorale è oggi costituito da una spiaggia emersa, a tratti molto ampia, accompagnata dai tipici insediamenti a nastro che caratterizzano le aree a maggior vocazione balneare.

Alle spalle dell'abitato di Bibione si estende ciò che resta dell'antica area lagunare di Caorle, oggi rappresentata dalle valli da pesca chiuse di Valle Grande e Vallesina, che costituivano i limiti orientali del sottobacino di Baseleghe.

In prossimità del delta si possono osservare cospicui residui di un antico bosco, al cui interno si conservano ancora i rilevati dunosi che attestano le differenti fasi costruttive del delta.

Secondo MAROCCO (1991a) il delta attuale del Tagliamento si è formato nell'arco di 2000 anni, dopo che una diversione fluviale aveva fatto gravitare l'asta terminale del fiume più a est, nell'area occupata dalla preesistente paleolaguna di Marano.

Sulla base di questa informazione, la parte apicale del delta, dove si conserva la successione pressoché completa delle fasi di progradazione (cordoni litoranei e dune, oggi in parte spianati) ha avuto un tasso di accrescimento medio di circa 1 m/anno. In realtà, considerando la posizione

dell'antica linea di riva desunta dalla cartografia storica (1763), i tassi di crescita nel corso degli ultimi 240 anni sarebbero stati ben maggiori, con valori medi superiori a 3 m/anno.

L'evoluzione del litorale dal 1822 al 1951 è descritta da ZUNICA (1971b). Nel 1822 il tratto terminale del Tagliamento si presentava rettilineo per circa 1500 m e aveva un'orientazione grossomodo simile all'attuale. I documenti cartografici fino al 1891, pur nei limiti delle rappresentazioni dell'epoca, mostrano le modificazioni più sensibili proprio lungo l'ala destra del delta, con eventi alterni di avanzamento e arretramento. Questa evoluzione, assieme ai resti dei cordoni di dune fossili intervallati da bassure presenti ancora oggi nell'entroterra, contribuisce a identificare il meccanismo di costruzione del delta, che si sarebbe formato attraverso la giustapposizione di cordoni litoranei avvenuta in fasi stadiali, secondo un accrescimento intermittente (MAROCCO, 1991a).

Nel periodo 1891-1951 il litorale di Bibione mostrava ancora una variabilità evolutiva piuttosto controversa, soprattutto in prossimità della foce, dove si esplicavano maggiormente le attività erosive e di trasporto fluviale.

La porzione centrale del litorale ha sofferto i maggiori fenomeni erosivi durante tale periodo, con punte massime (arretramento di 245 m) nel periodo 1927-37. Nel settore centro occidentale si segnalavano fasi marcatamente deposizionali con massimi di 380 m di avanzamento della linea di riva nel periodo 1937-51 all'estremità occidentale, in vicinanza della bocca di Baseleghe. In questa zona l'avanzamento complessivo della linea di riva tra il 1891 e il 1951 fu di 550 m.

Per il periodo 1950-70 mancano dati sia da confronti cartografici che da profili morfobatimetrici. Sappiamo che nel 1968 per contrastare la forte erosione che, nella parte più prossima alla foce, poneva in pericolo la struttura del faro, furono costruiti tre frangiflutti in massi che, nei mesi successivi, favorirono un discreto accumulo di sabbie (BRAMBATI, 1970).

In relazione alla sua evoluzione recente, rilie-

Fig. 4.107. Le dune in erosione in prossimità della foce del Tagliamento (1997).



vi quantitativi del litorale sono disponibili a seguito delle campagne di rilievo morfobatimetrico eseguite nel 1968 dal CNR, nel 1976, 1980 e 1988 dal Genio Civile OO MM di Venezia.

La tendenza evolutiva attuale del litorale è rappresentata da una marcata crisi erosiva del settore orientale, il cui materiale, seguendo il verso della corrente di deriva principale, subisce un trasporto verso ovest. Una parte di esso va a depositarsi nella porzione centrale del lobo delizio, esattamente sul fronte della parte maggiormente urbanizzata, l'altra concorre all'accrescimento verso ovest dell'apice del sistema sedimentario, comportando l'interramento della porzione orientale del canale di Baseleghe.

Il tratto di litorale più prossimo al faro del Tagliamento denuncia forti squilibri: il fenomeno più evidente è rappresentato dalla parziale distruzione dell'apparato dunoso prospiciente alla spiaggia (fig. 4.107), le cui creste raggiungono anche gli 8 m. In alcuni tratti l'erosione ha interessato direttamente le dune stabilizzate con vegetazione arborea. La spiaggia è praticamente inesistente e la linea di riva si trova a ridosso del faro. Ai frangiflutti costruiti a protezione del faro dopo la mareggiata del 1966, ne sono stati aggiunti, nel 1997, altri tre a ovest e quattro a est. Il loro effetto è però limitato a protezione nei casi di mareggiata, mentre la loro funzione di trappola sedimentaria (per effetto tombolo, fig. 4.108) si è dimostrata in parte inefficiente, in quanto il moto ondoso, incidendo quasi ortogonalmente, produce sempre profonde falcature in

Fig. 4.108. I frangiflutti costruiti nel 1997 a protezione dell'apparato dunoso della foce del Tagliamento hanno determinato la formazione di vistosi tomboli falcati alle spalle delle strutture (2001).



corrispondenza del varco fra due frangiflutti. Anche le false dune a ovest del faro, costruite negli anni '90 con scheletro a sacchi di geotessile, sono oggi quasi completamente distrutte. In corrispondenza del frangiflutti più interno alla foce, la linea di riva ha inoltre subito un forte arretramento, assumendo una forma falcata e determinando la completa scomparsa della spiaggia emersa e una fortissima erosione al piede dell'avanduna. L'erosione ha interessato anche i fondali con un tasso di $-13 \text{ m}^3/\text{m}/\text{anno}$ nel periodo 1968-88; la spiaggia sottomarina raggiunge nella zona antistante il faro valori di pendenza piuttosto pronunciati (1,10%).

Immediatamente a occidente del faro, il profilo di spiaggia assume caratteristiche anomale con una vasta fascia depressa (circa 200 m), retrostante la berma. Questa morfologia è legata alla modalità con cui la spiaggia si è generata, attraverso cioè l'emersione di una barra litorale, che ha lasciato alle sue spalle una lama paralagunare, tuttora invasa dall'acqua durante gli eventi significativi di alta marea. La presenza della Lama di Revelino, toponimo con cui è segnalata sin dal 1822, attesta una probabile fase accrezionaria del delta (barra antistante) intercorsa a cavallo dei secoli XVIII e XIX. Per ovviare alle frequenti esondazioni, la porzione interna della lama è stata perimetrata dopo la mareggiata del 1966, mediante costruzione di un muro paraonde.

La lama si estende fino ai primi insediamenti di Bibione. Proprio in questo settore la spiaggia

Fig. 4.109. A ovest del faro del Tagliamento l'erosione dell'arenile, in parte fronteggiata con frangiflutti, ha investito anche le dune e la loro copertura vegetale. Gli apparati radicali e i rizomi di *ammophila* si ritrovano direttamente a mare, testimoniando un processo di arretramento spinto, non inferiore a 80-100 m. (1997).



ha subito i maggiori effetti erosivi nel periodo 1983-98 diminuendo in ampiezza e arretrando in media di 142 m. L'opera di smantellamento progressivo della barra antistante la Lama è culminata nel novembre 2000, col sormonto della barra stessa da parte delle onde e l'allagamento delle aree interne. L'arretramento della linea di riva ha raggiunto punte massime di circa 200 m nella porzione di litorale immediatamente a est, dove la spiaggia presenta un'ampiezza molto ridotta e numerose falcatore. Le vecchie dune vegetate mostrano evidenti zappature, con frequenti strutture di esondazione. Sulla battigia emergono strati consolidati di materiale limoso con radici e rizomi di *ammophila* (fig. 4.109), ulteriore testimonianza del fatto che la linea di riva si trovava un tempo in posizione ben più avanzata verso mare. All'arretramento della linea di riva corrisponde un bilancio negativo dei fondali (periodo 1968-88), con un tasso di $-48 \text{ m}^3/\text{m}/\text{anno}$ (LIBERATORE, 1997). La condizione erosiva dei

fondali è evidenziata, dal punto di vista morfologico, dall'incremento della pendenza della spiaggia sottomarina, che raggiunge lo 0,92%.

La porzione centrale rappresenta la zona maggiormente urbanizzata del litorale, con alberghi e residence a più piani, che occupano una fascia continua alle spalle della spiaggia emersa. Il limite tra la spiaggia e la fascia di edifici è dato in due tratti da un argine recente attrezzato a passeggiata e annessa pista ciclabile. Questa struttura nella porzione centrale è sostituita da un rilevato stradale di precedente costruzione, difeso verso mare da un muretto con una struttura paraonde.

In tutto questo tratto la spiaggia emersa è molto ampia (tra 127 e 223 m), con una morfologia completamente artificiale, spianata per esigenze turistiche e sulla quale sono presenti numerose strutture di servizio balneare (cabine, bar ecc.).

Lungo il Lido del Sole il litorale presenta una marcata tendenza ripascitiva, testimoniata da un

accrescimento dei fondali che raggiunge anche i 22 m³/m/anno, e da un avanzamento della linea di riva con tassi compresi tra 1,2 e 6 m/anno. La spiaggia sottomarina denota caratteristiche marcatamente dissipative, date dai sistemi di barre multiple e da deboli pendenze, comprese tra 0,64% e 0,71%.

Lungo questo tratto sopravvivono i lembi del cordone di avandune costiere che bordavano il litorale prima dell'occupazione turistica, ma che hanno oggi perduto quasi del tutto il loro carattere di naturalità.

Il settore di Bibione Pineda presenta fondali e linea di riva stabili e una spiaggia piuttosto ampia (tra 70 e 140 m). La spiaggia sottomarina mantiene le caratteristiche dissipative del tratto precedente, con barre multiple e pendenze basse (tra 0,65% e 0,68%).

La fascia immediatamente alle spalle della spiaggia è costituita da ampie zone verdi, per lunghi tratti occupate da campeggi e strutture turistiche. La zona residenziale vera e propria si sviluppa in una fascia più arretrata. Per quasi tutta la lunghezza di questo tratto, alle spalle della spiaggia emersa, è presente un argine di sabbia di dimensioni modeste, con elevazioni massime di circa 3,5 m sul l.m.m. Anche in questo caso si tratta di ciò che resta dell'antico cordone di dune che delimitava naturalmente la spiaggia emersa nel passato. La duna si presenta oggi completamente rimaneggiata dall'azione antropica, che ha portato alla sostituzione della vegetazione naturale con piantumazioni di tamerici; sono inoltre ben evidenti i segni di erosione, rettificazione e denudazione che hanno portato a un eccessivo incremento della ripidità del fianco verso mare. Questa situazione è imputabile ai continui spianamenti cui è sottoposta la superficie di spiaggia davanti alle dune, che coinvolgono spesso il piede o il fianco della duna. Sono inoltre molto frequenti i varchi, costituiti da veri e propri tagli del cordone stesso, la cui soglia spesso non si eleva che di poche decine di centimetri dal piano spiaggia e non presenta alcuna struttura che ne garantisca la stabilità nel tempo. I varchi sono quindi

soggetti a erosione ai fianchi e ad approfondimento della soglia. In alcuni casi la continuità del cordone è interrotta, in maniera più drastica, dalla presenza di grandi strutture quali bar o ristoranti, costruiti direttamente sulla spiaggia o che alla spiaggia hanno accesso diretto.

Il limite occidentale del litorale di Bibione è costituito da una zona in accrescimento (con avanzamenti della linea di riva tra 1,1 e 3,1 m/anno) che si estende per circa 1400 m a partire dal canale di Baseleghe e comprende, per un'estensione di circa 500 m, un campo di avandune che raggiungono un'altezza di 2-3 m; queste morfologie presentano un marcato gradiente di naturalità testimoniato dalla formazione frontale di avandune incipienti, che tendono a diminuire in dimensione verso l'apice della penisola, dove lasciano il posto soltanto ad accumuli eolici di piccola elevazione. Il continuo interrimento del lato orientale della bocca di Baseleghe testimonia il bilancio positivo dei fondali di questo tratto, con ampia estensione dei bassi fondi e forte riduzione della pendenza (0,47%).

4. XI. 4. IL LITORALE DI VALLE VECCHIA

Il litorale di Valle Vecchia, che ha un'estensione di circa 5 km, è delimitato a levante da Porto Baseleghe e a ponente da quello di Falconera, foci rispettivamente del canale dei Lovi e del Nicessolo. Il regime sedimentario di questa spiaggia dipende essenzialmente dal trasporto verso ovest delle sabbie tilaventine e dalla regimazione della bocca più occidentale.

È uno dei pochi tratti costieri del Nord Adriatico che si presenta del tutto indenne da qualsiasi forma di sfruttamento turistico e di urbanizzazione. Per tutta la sua lunghezza il litorale è costituito da una spiaggia emersa accompagnata da morfologie costiere attuali (avandune) e sub-attuali (cordoni litoranei, depressioni paralagunari tra i cordoni), e da una pineta di origine antropica. L'entroterra è quasi esclusivamente agricolo. Un'unica strada collega il litorale all'abitato più vicino (Brussa).

Alcune differenze morfologiche sono ben evidenti lungo il litorale. L'estremità occidentale presenta una superficie di spiaggia piuttosto limitata con morfologie in via di formazione, riconducibili a una struttura accrezionaria del tipo *beach ridges*. Alle spalle si susseguono dei cordoni sabbiosi alternati a depressioni a carattere paludoso (*lame*). Procedendo verso est il litorale presenta un'avanduna ben sviluppata, preceduta da accumuli eolici in via di formazione. La fascia paludosa alle spalle della spiaggia tende a scomparire lasciando il posto alla pineta, nella quale sono ancora visibili le antiche dune che assumono dimensioni sempre maggiori procedendo verso est. Le opere costiere sono del tutto assenti a eccezione di sette pennelli in massi nell'area centro orientale costruiti nel 1966 e ormai quasi totalmente insabbiati.

In epoca storica (prima del XVI secolo) l'attuale spiaggia costituiva un'isola-barriera della cui retrostante laguna rimane oggi soltanto una minima parte. L'evoluzione del litorale dal 1892 al 1961 è descritta da MORTILLARO (1957), ZUNICA (1971b) e CATANI *et alii* (1982). Dal confronto dei documenti cartografici storici effettuato dagli Autori, si ricava una generale tendenza all'avanzamento, particolarmente consistente per il settore occidentale e centrale a esclusione di un limitato fenomeno erosivo per il periodo 1890–1908. Per il settore orientale, dopo una fase di lento avanzamento fino al 1937, iniziò una marcata erosione, accompagnata a partire dagli anni '50 dalla formazione di una freccia litorale verso est lunga circa 600 m, che dopo il 1968 subì una rotazione verso l'interno. È in questo periodo che furono realizzati i già citati pennelli, con lo scopo di contenere la tendenza erosiva. Tra le aree barenicole e la spiaggia fu inoltre effettuato un intenso rimboschimento e posto in opera un sottile argine in terra, interventi vanificati dalla mareggiata del 1966.

Le bonifiche, che avevano avuto inizio già nel periodo della Repubblica di Venezia, hanno interessato il territorio retrostante Valle Vecchia soprattutto dopo la Prima Guerra Mondiale e si

sono protratte fino alla fine degli anni '60 quando, con lo sbarramento del canale di Baseleghe, si provvide alla bonifica della palude Dossetto e delle aree barenicole alle immediate spalle della spiaggia. In funzione di queste ultime bonifiche è stata costruita la strada che attualmente conduce al mare.

La trasformazione degli specchi lagunari in aree agricole e valli da pesca ha avuto notevoli effetti sul regime idraulico di tutto il paraggio, favorendo l'atrofizzazione delle bocche lagunari. Nel 1970 l'efficienza sia della rada del Porto di Falconera che di quella del Porto di Baseleghe era quasi compromessa. Quest'ultima anche in seguito al protendimento verso ovest della spiaggia di Bibione, risultava ampiamente insabbiata e ingombra di scanni con ovvie difficoltà per i natanti; nel 1951 l'imboccatura del porto appariva ampia 1500 m, i rilievi del 1968 davano un valore di appena 300 m, quelli del 1977 di circa 70 m (CATANI *et alii*, 1978).

Rilievi quantitativi del litorale sono disponibili a seguito delle campagne del 1968 del CNR, del 1976, 1980 e 1988 del Genio Civile OO MM di Venezia, integrati marginalmente nel 1996 dal Comune di Caorle (BENETTI, 1997).

L'estremità orientale del litorale ha subito profondi cambiamenti a opera dell'uomo. Lungo questo tratto, infatti, a seguito della progressiva occlusione del bacino lagunare (tab. 8) e della forte riduzione dei volumi di scambio mareale, si era instaurato un regime di trasporto sedimentario inverso rispetto alla deriva occidentale regionale. Le ridotte portate alla bocca (legate alla riduzione del bacino lagunare) e la protezione offerta dalla porzione sommersa dell'ampia area di accrescimento del promontorio occidentale di Bibione, in corrispondenza della bocca di Baseleghe, avevano già dal 1937 portato alla migrazione di banchi sabbiosi verso est, con successiva formazione di una doppia freccia litoranea.

Negli anni '70, in seguito alla costruzione del porto turistico di Bibione all'interno del Porto di Baseleghe, il tracciato del canale di accesso alla

Fig. 4.110. Per fronteggiare i processi erosivi lungo il margine orientale del litorale di Valle Vecchia fu realizzata nella prima metà degli anni '90 una falsa duna con struttura in sacchi riempiti di sabbia. Malgrado il rinforzo realizzato al piede della struttura, i processi di destabilizzazione erano già evidenti nel 1995 (a). Nel 2002 (b) la falsa duna era già stata completamente smantellata. La porzione a mare presenta oggi un vistoso accrescimento cuspidato, dovuto a una deriva sedimentaria locale generata dalla protezione offerta dal deposito sopraflutto al canale artificiale di Baseleghe.



a



b

laguna è stato profondamente modificato con l'escavazione di un canale artificiale in direzione nord-sud (CATANI *et alii*, 1978), che incide perpendicolarmente al sistema di barre, mantenuto alla profondità di circa 3 m attraverso continui asporti di materiale. La freccia litorale all'apice orientale di Valle Vecchia conosce una fase di relativa stabilità nel 1976-80, a cui è seguita una fase erosiva piuttosto marcata, che ne ha frammentato l'estremità, oggi raccordata con il restante litorale da un esile istmo sabbioso, frequentemente esondato durante le mareggiate.

Per fronteggiare questo fenomeno, intorno alla metà degli anni '90 fu costruita una duna artificiale con struttura in sacchi di geotessile,

davanti alla quale è stata successivamente posta una massicciata; già dopo breve tempo dalla loro realizzazione i manufatti si trovavano in uno stato precario di conservazione a causa di un forte scalzamento al piede e di collassi della struttura (FONTOLAN, 1996). Oggi la massicciata giace a mare, in gran parte smantellata, a una distanza di circa 10-20 m dalla riva, mentre la duna è stata totalmente asportata (fig. 4.110).

I fenomeni erosivi che hanno interessato la porzione più orientale di Valle Vecchia, si estendono fino a un punto di fulcro posto a circa 500 m a occidente dell'estremità (fig. 4.111). Da qui si osserva, per circa 700 m un forte accrescimento, avvenuto soprattutto negli ultimi dieci anni,

Tab. 8. Ripartizione delle aree (in ettari) occupate dalle differenti morfologie nel bacino lagunare di Baseleghe nel tempo (cartografia IGM e Carta Tecnica Regionale). Le aree esondabili sono rappresentate dalla somma delle paludi, velme e canali.

Morfologia	Anno 1891	Anno 1910	Anno 1937	Anno 1951	Anno 1983
Valli da pesca	1292	1794	691	439	439
Paludi	1087	140	7	8	8
Barene	2795	1419	564	602	275
Velme	96	86	137	142	124
Canali lagunari	364	254	226	208	197
Canali regimati	-	88	99	77	77
Aree coltivate	-	2354	3308	3304	3574
Totale	4341	4341	4341	4341	4321
Totale aree esondabili	1546	568	370	358	329

Fig. 4.111. Evoluzione della linea di riva di Valle Vecchia dal 1891 al 1998 (base fotografica). Si nota la vistosa rotazione del sistema morfologico intercorsa tra il 1937 e il 1961 in corrispondenza di un punto di fulcro mediano, che ha portato all'erosione della porzione orientale e all'accrescimento stadiale (mediante giustapposizione di cordoni litoranei) di quella occidentale.



generato da una deriva locale inversa causata dall'azione idrodinamica della barra lineare di margine di canale che orla l'attuale percorso del canale di Baseleghe sul lato a mare. Questo effetto "positivo", noto col termine di *downdrift offset* (sfasamento sottoflutto) è involontario, ma va comunque relazionato all'azione diretta dell'uomo che ha cambiato l'orientazione del varco di accesso (fig. 4.112).

Per quel che riguarda l'evoluzione dei fondali, dai computi volumetrici (LIBERATORE, 1997) si ricavano variazioni modeste e il bilancio complessivo 1968-88 indica una condizione stabile-accrezionaria con valori compresi tra 7,4 e 9,5 m³/m/anno entro la profondità di 5 m.

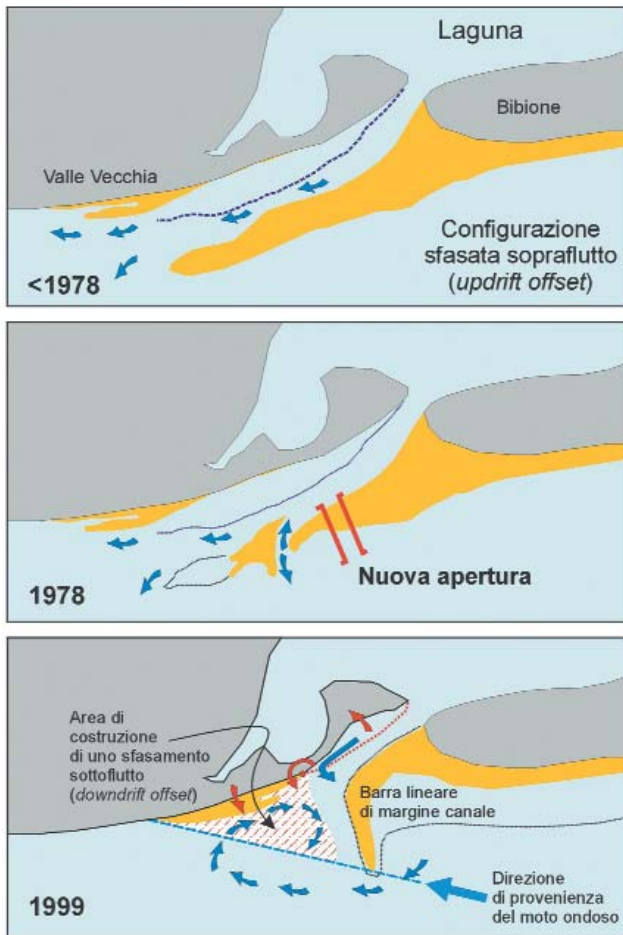
La spiaggia sottomarina presenta pendenze molto basse (comprese tra 0,47% e 0,50%) e ampi bassifondi a barre, tipici di profili dissipativi, a testimonianza dell'azione prevalentemente ripascitiva causata dall'effetto di *downdrift offset*.

Il tratto centro orientale del litorale di Valle Vecchia può essere suddiviso in due porzioni distinte. Quella che occupa una posizione geograficamente più centrale rispetto al litorale presenta una spiaggia emersa piuttosto ampia (in media 65 m) interessata sporadicamente da spia-

namenti antropici e limitata verso terra da un'avanduna parzialmente vegetata. La linea di riva è caratterizzata da una tendenza ripascitiva (in media 1,9 m/anno) che diminuisce procedendo da ovest verso est. Più a est, la duna perde alcune delle caratteristiche positive che la contraddistinguono; non a caso ciò avviene nel tratto di più comodo accesso e quindi maggiormente frequentato dal turismo balneare, a causa del quale vengono saltuariamente eseguiti alcuni interventi di spianamento. Ne consegue la mancanza della fascia ad avandune incipienti e un minor grado di copertura vegetale, che rendono la duna più vulnerabile all'azione del mare.

La parte centro-occidentale del litorale è contraddistinta dall'evidente allineamento di cordoni litoranei (*beach ridges*), che marcano l'accrescimento stadiale dell'antica isola barriera, avvenuto soprattutto nel periodo 1937-1961 (fig. 4.111). Queste forme tendono a raccordarsi nel settore centrale del litorale, dove risultano in discordanza angolare rispetto alla linea di riva. Questo fatto evidenzia il processo di erosione subito dal tratto posto più a oriente, che ha portato al concomitante accrescimento del lato occidentale attraverso un processo di auto-equilibrio attorno a un ful-

Fig. 4.112. Schema evolutivo dell'area di bocca di Porto Baseleghe a seguito dell'apertura del canale di accesso all'omonimo bacino lagunare. Proprio a seguito di questa apertura i sedimenti, trasportati verso occidente, vengono intercettati dal pennello idraulico del canale, costruendo un argine naturale sopraflutto. Il lato sottoflutto si trova quindi protetto da questo argine, generando una deriva locale inversa che sta portando a un accrescimento cuspidato della linea di riva. La brusca curvatura del canale ha tuttavia esasperato i processi erosivi dell'apice orientale di Valle Vecchia, analogamente a quanto accade lungo le anse fluviali.



cro centrale. Un processo analogo può caratterizzare le frecce litorali quando vengono a mancare i neoapporti sedimentari e viene indicato da CARTER *et alii* (1987) con il termine “cannibalizzazione”.

All'estremità occidentale continua anche in tempi recenti, seppur con fasi alterne e meno marcate, l'accrescimento stadiale, testimoniato dalla presenza di un cordone parallelo alla linea di riva (BEZZI, 1996). Tutte le forme si presentano chiaramente uncinati all'estremità per rettificarsi e fondersi verso est, in direzione del già citato punto di fulcro. Si tratta di cordoni sabbiosi colonizzati dalla vegetazione, disposti parallelamente alla linea di riva al momento della formazione. Essi sono difficilmente distinguibili sul terreno per le loro dimensioni modeste (quote intorno a

2,5 m), ma ben visibili in foto aerea. Il cordone che occupa la posizione più avanzata verso mare si trova molto vicino alla linea di riva (in media soltanto 27 m) e può quindi essere periodicamente intaccato dalle onde durante le mareggiate.

Una ricostruzione accurata delle fasi di avanzamento della linea di riva e, in concomitanza dei cordoni litoranei, può essere desunta su basi cartografiche e aerofotogrammetriche. Dopo il periodo di massima crescita del settore occidentale del litorale, intercorso tra il 1937 e il 1961, sono state rilevate due ulteriori fasi di avanzamento nel periodo 1968-1978 e 1978-83, seguite da una debolmente erosiva tra il 1983 e il 1995 (FONTOLAN, 1996: cfr. fig. 4.111). I massimi tassi di avanzamento nei due periodi, misurabili lungo una sezione posta a circa 700 m dal limite più occidentale, corrispondono a 6,6 m/anno per il primo periodo e 1,1 m/anno per il secondo; già 1 km più a est i tassi sono sensibilmente inferiori e pari rispettivamente a 2,3 m/anno e 0,7 m/anno.

I tassi di avanzamento meno elevati verso oriente, unitamente all'orientazione leggermente più favorevole al trasporto eolico esercitato dai venti di Bora, hanno permesso la formazione di una vera e propria avanduna che raggiunge quote significative (3,2 m). Essa appare stabilizzata da vegetazione spontanea, sia erbacea che arbustiva, e presenta il fianco verso mare poco ripido. La precede verso mare una fascia abbastanza ampia di avandune incipienti a vegetazione erbacea discontinua, che raggiungono quote di 2,5 m, interrotte soltanto per brevi tratti da sentieri.

La spiaggia emersa si presenta qui abbastanza ampia (in media 44 m), limitata verso terra dallo sviluppo della vegetazione spontanea. Sulla base del confronto dei rilievi degli ultimi vent'anni, la linea di riva può oggi essere definita stabile per la porzione più occidentale del litorale e leggermente in avanzamento per quella centrale (tasso di 1,1 m/anno). In realtà l'avanzamento avviene prevalentemente nella por-

zione più orientale di quest'ultimo tratto.

Per quel che riguarda l'evoluzione dei fondali entro la batimetrica -5 m, dai computi volumetrici riportati in LIBERATORE (1997) si ricavano variazioni modeste e il bilancio complessivo del periodo 1968-88 indica una condizione di stabilità ($6,2 \text{ m}^3/\text{m}/\text{anno}$) per la porzione occidentale e una tendenza erosiva per quella centrale (perdite comprese tra $-10,5$ e $-0,3 \text{ m}^3/\text{m}/\text{anno}$).

4. XI. 5. IL LITORALE DI CAORLE

Il litorale di Caorle si estende per oltre 5 km, fra il Porto di Falconera a nord-est e il Porto di Santa Margherita (foce principale del Livenza) a sud-ovest. Un promontorio, costituito dal nucleo storico dell'abitato, divide i due lembi di spiaggia detti di Levante e Ponente. Il centro storico è difeso dal mare tramite un insieme di opere radenti, simili ai murazzi dei lidi veneziani, delle quali si ha notizia fin dalla fine del XVII secolo.

Il litorale di Levante è costituito da un'ampia falcatura che congiunge il promontorio della Madonna dell'Angelo con il Porto di Falconera, foce del canale Nicessolo. Un molo di stabilizzazione all'imboccatura della rada di Falconera delimita la spiaggia a nord-est.

Il litorale di Ponente ha un andamento rettilineo e orientato a 70° N ed è definito a sud-ovest dalla foce principale del Livenza, imbrigliata da due moli foranei. Nel suo segmento più orientale sono presenti pennelli in scogliera perpendicolari alla spiaggia, la cui lunghezza è stata aumentata nel tempo in conseguenza della progradazione della spiaggia stessa.

Entrambe le spiagge sono attrezzate e intensamente sfruttate dal punto di vista turistico. Lungo i murazzi la presenza turistica risulta limitata a causa dell'assenza di arenile.

Secondo FAVERO (1999) la particolare posizione del centro medievale di Caorle, insolitamente proteso sul mare, è da associare a un antico percorso del Piave molto più nord-orientale dell'attuale, probabilmente lungo la direttrice Piavon - Livenza

Fig. 4.113. I moli portuali in foce Livenza e la spiaggia di Ponente di Caorle. Si nota il verso della deriva sedimentaria che determina l'accrescimento della spiaggia in radice del molo più settentrionale (1996).



e con foce proprio nella zona di Caorle. Secondo questa ipotesi la linea di costa era più spostata verso mare e alcune pertinenze dell'abitato medievale si estendevano oltre la posizione attuale della costa, forse nell'ambito di un'antica cuspidè fluviale. A seguito della migrazione verso meridione del Piave è quindi sopraggiunta una fase erosiva della cuspidè e di arretramento generalizzato della linea di costa. I sedimenti trasportati verso sud hanno probabilmente contribuito alla formazione delle dune costiere, che si possono ancora riconoscere fin oltre la foce attuale del Livenza.

Questo processo avrebbe quindi portato Caorle sempre più a ridosso del mare, tanto che agli inizi del '700 era già raffigurato il terrapieno difensivo dell'abitato con le strutture di rinforzo e pennelli a mare.

Analogamente a gran parte dei litorali veneziani, questo tratto di costa era costituito, già prima del XVI secolo e fino alla fine del XVIII secolo, da isole barriera che qui fronteggiavano l'antica Laguna di Caorle. Come risulta dalla documentazione cartografica di Cristoforo Sabbadino (1558) e, più dettagliatamente, dalla rappresentazione della Laguna di Caorle di Nicolò dal Cortivo (1562), l'abitato di Caorle sorgeva infatti su un'isola separata dal porto omonimo a settentrione e quello di Santa Margherita a sud. Poco meno di un secolo dopo, il basso corso del Livenza, che allora sfociava più a meridione, venne regimato dai veneziani, cosicché il fiume defluiva nel Porto di Santa Margherita già nel 1655.

Sul finire della Repubblica veneta, nella prima metà dell'800 ebbe inizio l'opera sistematica di prosciugamento del territorio di Caorle a completamento dell'opera di pianificazione territoriale (BRAMBATI, 1988b); da questo momento il litorale perse il tipico connotato insulare e si ritrovò rinsaldato con la terraferma.

Per quel che riguarda l'evoluzione storica di questo litorale, dalla cartografia dell'Istituto Idrografico della Marina, si osserva che il litorale di Ponente negli anni compresi tra il 1822 e il 1907 presentava segni di un netto regresso, meno marcato in prossimità della foce del Livenza. Successivamente, tra il 1907 e il 1950 si assistette a un lieve avanzamento della spiaggia in prossimità dell'abitato di Caorle. Tale fatto sembra vada attribuito alla messa in opera delle opere di difesa sul promontorio. Ne risultò anche per la spiaggia di Levante un netto avanzamento, con punte massime in destra del porto di Falconera, mentre nella zona in prossimità della Madonna dell'Angelo una tendenza all'arretramento, a causa dell'influsso dei mari di bora (ZUNICA, 1971b).

Dal 1937 alla fine degli anni sessanta, la spiaggia di Ponente presentava una marcata fase di avanzamento, mentre cospicue erosioni venivano segnalate in quella di Levante.

In questo intervallo di tempo, si sono manifestate particolari modifiche anche sui fondali prossimi alla spiaggia, soprattutto in prossimità del porto di Falconera. Il ventennio 1950-1970, per il quale si dispone di entrambe le levate batimetriche, ha rappresentato un momento favorevole allo sviluppo della spiaggia di Ponente, in seguito alla costruzione dell'arginatura in calcestruzzo in prossimità del promontorio, alla realizzazione dei pennelli trasversali, nonché dei moli guardiani alla foce del Livenza (fig. 4.113). Tutte queste opere hanno favorito l'insorgere di fenomeni deposizionali, con la creazione di una specie di "cella" sedimentaria protetta sottoflutto alla deriva litoranea principale.

Per quanto riguarda la spiaggia di Levante, la barra antistante il porto di Falconera si era pro-

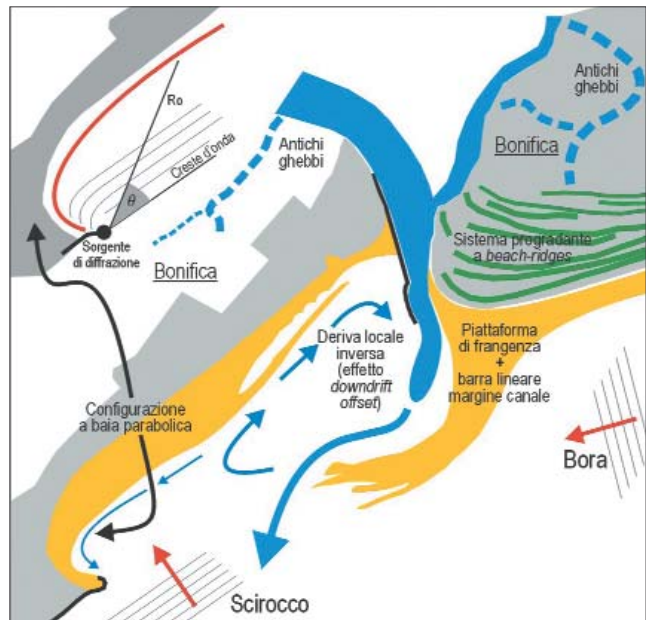
gressivamente accresciuta e aveva portato negli anni '70 alla pressoché totale preclusione dell'entrata al porto stesso (ZUNICA, 1971b). I frequenti danni subiti in occasione delle mareggiate di scirocco hanno portato alla realizzazione di 15 pennelli trasversali, già in parte messi in opera prima della mareggiata del 1966, e alla costruzione del molo guardiano alla foce di Falconera nel 1976. L'insabbiamento della rada comportò condizioni negative anche sotto il profilo idraulico, poiché attraverso il porto di Falconera si scaricano quasi tutte le acque delle bonifiche del Veneto orientale; quest'ultime, costrette a fluire sotto costa, hanno reso i fondali melmosi, con conseguenze negative sulla qualità balneare-turistica del luogo.

L'evoluzione di questo tratto di costa in epoca più recente è basata sui rilievi morfobatimetrici eseguiti, in più levate, dal 1968 al 1996 e sulle varie documentazioni aerofotogrammetriche fino al 1998.

Le maggiori variazioni avvenute in tempi recenti sono quelle della spiaggia di Levante, il cui trend erosivo venne modificato in seguito alla costruzione del molo di Falconera. Quest'ultimo risolse i problemi di balneazione portando le acque fredde, fangose e cariche di inquinanti lontano dalla spiaggia e determinando l'inizio di un processo di avanzamento della linea di riva, che ebbe il suo massimo negli anni '80. Si accentuò così ulteriormente il fenomeno di insabbiamento della rada, che necessita tuttora di continue operazioni di escavazione per essere mantenuta fruibile al diporto. Nel tentativo di contrastare il progressivo "impaludamento", di recente il molo occidentale di Porto Falconera è stato allungato.

Anche l'analisi della variazione della linea di riva nel periodo 1987-98 denuncia la situazione ripascitiva, particolarmente intensa nella sezione centrale della falcatura. L'apice della falcatura alle spalle della Madonna dell'Angelo risulta stabile, mentre proseguendo verso est la linea di riva è avanzata con tassi crescenti da 2,5 m/anno a 8 m/anno, riducendosi lievemente a 5 m/anno

Fig. 4.114. L'assetto morfologico della spiaggia di Levante di Caorle (base fotografica 1998; batimetrie semplificate da BENETTI, 1997). Il vistoso accrescimento della spiaggia è dovuto da un lato alla protezione morfologica della piattaforma di frangenza e della barra lineare sopraflutto al porto di Falconera, dall'altro alla diffrazione del moto ondoso di Scirocco generata dal promontorio di Caorle. La forma parabolica della spiaggia è riconducibile al classico schema delle baie a controllo strutturale proposto da Hsu *et alii* (1989).



lungo il tratto terminale in destra Falconera.

L'accrescimento della spiaggia emersa è l'espressione evidente di un fenomeno che ha interessato e interessa tuttora anche i fondali antistanti, soprattutto entro i 5 m di profondità, che hanno denunciato incrementi volumetrici fino a $46 \text{ m}^3/\text{m}/\text{anno}$ nel periodo 1968-88.

Dai rilievi più recenti, i fondali si presentano a bassissima pendenza, con valori che passano da 0,33% all'estremo nord-orientale a 0,40% lungo quello sud-occidentale.

Attualmente la spiaggia presenta un'ampiezza media di 130 m nel tratto settentrionale, di 170 m nel tratto centrale, con punte di 250 m, e di 60 m a sud-ovest.

L'ampia falcatura del litorale immediatamente a nord del promontorio della Madonna dell'Angelo è chiusa verso terra da un muro paraonde, con elevazioni massime di 3,3 m sul l.m.m., posto a difesa degli abitati in caso di acqua alta, e che delimita la spiaggia dalla passeggiata e dalla strada litoranea.

Più a est, un settore a scarsa densità abitativa, occupato da campeggi e colonie estive, è completamente privo di strutture difensive. Il tratto terminale, fino al molo di Falconera, è difeso da

una struttura paraonde, costruita negli anni '70, con sommità posta a 3 m, completamente ricoperta di sabbia. Tutte le opere di difesa trasversale ubicate in corrispondenza del tratto più orientale della spiaggia di Levante sono oggi quasi del tutto insabbiate.

A differenza di tutti gli altri litorali veneziani, questo tratto costiero è l'unico a denunciare un carattere marcatamente deposizionale, con tipica configurazione a "semi-luna". La spiaggia di Levante si presenta, cioè, come una baia a controllo strutturale (HSU *et alii*, 1989; SILVESTER & HSU, 1997), la cui espressione è la tipica forma parabolica, determinata dall'effetto di diffrazione esercitato dal promontorio di Caorle sul moto ondoso prevalentemente da sud-est. Sia l'aggetto del molo in destra Nicessolo che l'accrescimento della barra lineare sopraflutto a Porto Falconera esercitano l'azione di contrasto ai mari di bora, completando la chiusura strutturale della rada (fig. 4.114).

Nel tratto di litorale che corrisponde al nucleo storico dell'abitato di Caorle la linea di costa è costituita da un sistema di protezioni, simili a quelle che si trovano a Pellestrina, che risalgono al XVII secolo, ma nella loro forma

Fig. 4.115. Il murazzo difensivo del promontorio di Caorle, verso la chiesa della Madonna dell'Angelo (2001).

attuale risentono di secoli di modifiche e miglioramenti. Il manufatto è costituito da una massicciata fronte mare, seguita da un piano inclinato che termina ai piedi di uno spesso muro paraonde, la cui sommità raggiunge i 4,7 m, oltre il quale vi è una passeggiata (fig. 4.115).

La spiaggia sottomarina antistante il murazzo risulta leggermente più acclive del tratto precedente (0,70%). Nonostante una evidente escavazione alla base della scogliera (-2 m), a causa della riflessione dell'onda causata dalla difesa rigida, il fondale riprende poi un profilo più dolce. Per le variazioni avvenute sui fondali si possono distinguere due fasi: una prima ripascitiva (1968-76/80) e una seconda fase erosiva (1976/80-96) (LIBERATORE, 1997), che hanno portato nel complesso a un approfondimento della fascia più sottocostiera entro i -3 m, accompagnato da deposizione nell'area a maggior profondità.

Durante tutto il periodo coperto dai rilievi, il litorale di Ponente risulta in costante e significativo aumento, soprattutto in virtù dell'aumentata lunghezza dei moli foranei alla foce del Livenza (portati a 600 m circa nel 1976), che spingendosi fino alla profondità di 3,5 m intercettano buona parte del trasporto lungoriva (LIBERATORE, 1997).

La progradazione non è comunque avvenuta in maniera continua ma attraverso una serie di oscillazioni. Nel periodo 1987-1998 la linea di riva non presenta significative variazioni in corrispondenza del settore più prossimo al murazzo, mentre quello centro occidentale si è accresciuto con tassi medi di 1,4 m/anno.

Analogamente la spiaggia sottomarina evidenzia, nel periodo 1968-88, un significativo incremento volumetrico entro i 5 m di profondità, variando da 29,6 m³/m/anno nel tratto orientale a 1,4 m³/m/anno lungo quello più occidentale. I fondali si presentano poco acclivi nel tratto cen-



tro orientale (0,60%) ma tendono a incrementare la pendenza verso l'estremo occidentale, con valori di 1,35%. Questo dato, apparentemente anomalo e in contrasto con quanto espresso in precedenza, può tuttavia esser posto in relazione con gli effetti di sovraescavazione determinati dal getto di foce, che può innescare la formazione di depressioni marginali, analogamente a quanto accade nei delta di marea (HAYES, 1980).

Attualmente la spiaggia presenta un'ampiezza che aumenta progressivamente da est a ovest, da quasi 80 m per il tratto prossimo al murazzo a un valore superiore ai 200 m per il tratto in sinistra Livenza. Una passeggiata lastricata (con elevazione di circa 3 m) alle spalle della spiaggia costituisce la linea difensiva delle aree densamente urbanizzate, ubicate su quote spesso al di sotto del livello del mare.

Solo nella porzione di litorale più vicina alla foce del Livenza alle spalle della passeggiata è presente un campo di dune molto elevate (con creste fino a 8 m), su cui è stato costruito un campeggio. Le dune sono stabilizzate e vegetate con specie arboree e presentano fianchi mediamente ripidi.

Malgrado l'espressione morfologica dell'antico cordone di dune, che orlava tutto questo tratto di litorale prima del massimo sviluppo urbanistico, sia oggi relegata a pochi lembi isolati, viene comunque segnalata in carta la sua presenza, come elemento complesso completamente spianato.

4. XI. 6. IL LITORALE DI VALLE ALTANEA E DI ERACLEA

Il litorale di Valle Altanea - Eraclea si estende per poco più di 12 km dalla foce del Livenza (Porto di Santa Margherita) a quella del Piave (Porto di Cortellazzo). Ha un andamento pressoché rettilineo e non presenta interruzioni, se non in corrispondenza della vecchia foce del Piave, che mette in comunicazione il Lago Morto Pasti con il mare.

A causa della sua orientazione ENE-OSO, che lo espone ai flutti di scirocco, e alla difficoltà di alimentazione a opera dei due fiumi che lo sot-

tendono, il litorale ha sempre sofferto di fenomeni erosivi. Infatti, lo scarso carico solido del Livenza viene deviato verso il largo dai lunghi moli guardiani, mentre gli apporti del Piave, anch'essi non elevati, seguono la corrente litoranea che ha direzione NE-SO, allontanandoli quindi dal litorale stesso.

Pur non offrendo ampi spazi a causa del ridottissimo arenile, questo litorale è molto sfruttato turisticamente, soprattutto nei tratti antistanti gli abitati di Porto Santa Margherita, Duna Verde e Eraclea Mare, mentre nei tratti privi di servizi e infrastrutture la presenza turistica è sporadica.

Il Piave è stato sicuramente il fiume che ha alimentato per larga misura le spiagge oloceniche di tutto questo tratto di costa, con il contributo, certamente minore, del Livenza e dei pochi sedimenti tilaventini provenienti dai settori più nord-orientali (FAVERO, 1999). Lo stesso fiume è stato sicuramente il maggior responsabile dei dinamismi delle aree più meridionali e, come già detto, forse anche di quelli più settentrionali. Grazie ai contributi di CASTIGLIONI & FAVERO (1987) e di BONDESAN A. *et alii* (2003a) si dispone oggi di informazioni più dettagliate sulle vicissitudini più antiche del litorale, legate alle divagazioni del Piave e dei suoi aggetti deltizi, le cui tracce di progradazione sono rappresentate da allineamenti di cordoni litoranei nell'entroterra di questo territorio e di quello più meridionale.

Nell'ambito del tratto in esame una cuspidale fluviale antica è riconoscibile poco a nord del settore compreso tra Torre di Fine e Eraclea Mare, probabilmente imputabile al vecchio Piavon (BONDESAN A. *et alii*, 2003a). Secondo FAVERO (1999) questo delta sembra svilupparsi a partire da una linea di costa più antica, collocata poco a monte del canale Revedoli, a 2,6 km dal mare. Tuttavia tale linea è di interpretazione incerta, poiché molte delle tracce di questi cordoni spianati sono labili. Sicuramente l'allineamento più antico è ben marcato più a meridione, tra le aste del Piave e del Sile, e prosegue ancora più a sud, in direzione dei lidi più interni individuati nella parte nord-orientale della laguna di Venezia.

Fig. 4.116. Le difese radenti lungo il litorale di Valle Altanea. La spiaggia è relegata a una fascia pensile immediatamente alle spalle della gradonata cementizia e a una sottile striscia verso mare, oltre la palancola verticale, di cui si scorge la sommità. Le difese trasversali sono date da pennelli permeabili a forma di pontili e da pennelli in massi (1997).



Poiché il cordone più interno della cuspide di Torre di Fine è datato 5460 anni BP, è possibile immaginare che un'eventuale linea di riva più arretrata non si ubichi molto lontano, poiché è intorno a questo periodo che è avvenuta la massima fase di ingressione marina (stazionamento alto medio-olocenico: CORREGGIARI *et alii*, 1996). Rimane tuttavia ancora complessa la ricostruzione evolutiva di quest'area, poiché vaste paludi e terreni lagunari erano sicuramente estesi fin quasi a San Donà e non vi è traccia di un percorso fluviale direttamente collegato con il Piave in direzione di Torre di Fine (CASTIGLIONI & FAVERO, 1987).

Attorno alla metà del XVI secolo questo tratto di litorale presentava una serie di interruzioni tra i cordoni litorali che bordavano l'area lagunare e paludosa retrostante, corrispondenti ai porti di Altanea, Livenza, Livenzuola e Portesin, di cui oggi non rimane quasi alcuna traccia. Le indicazioni in carta sono ovviamente desunte dalla cartografia dell'epoca.

Gran parte del comprensorio lagunare alle spalle del litorale più orientale (Valle Altanea) ha conservato, fino al 1958, la sua antica fisionomia (ZUNICA, 1971b). Le opere di bonifica erano infatti iniziate dopo la Prima Guerra Mondiale e si sono protratte fino all'inizio della Seconda, ma più della metà dell'area lagunare era stata conservata, seppur in forma di valli aperte e chiuse. Le difficoltà di mantenere officiosa una via di

comunicazione con il mare (portesin Brian o di Volao) per la vivificazione delle aree vallive, ha portato alla decisione di completare le bonifiche, riprese nel 1962 e terminate circa due anni dopo.

Proprio in virtù di queste trasformazioni e delle caratteristiche originarie dell'area, il territorio alle spalle del litorale di Valle Altanea è oggi in buona parte al di sotto del livello medio del mare.

La situazione di questo litorale si è fatta nel corso degli anni sempre più critica: particolarmente intensi sono stati gli approfondimenti dei fondali e la regressione della spiaggia e del cordone dunoso, che in origine si estendeva con continuità raggiungendo altezze anche di 8 m (ZUNICA, 1971b). Questa situazione di progressivo degrado è sicuramente stata favorita anche dalla crescente domanda turistica.

Proprio a causa della cronica instabilità del paraggio, nell'ultimo secolo sono stati intrapresi numerosi tentativi di proteggere il litorale, dettagliatamente riportati in FASSETTA (1977).

Già a partire dagli anni '20 in seguito alle esondazioni dovute alle mareggiate violente, si fecero i primi interventi a carattere privato, con riparazioni dei varchi nei cordoni dunari, costruzioni di arginelli e piantumazioni per stabilizzare le dune.

Nel 1926 si proposero i primi "repellenti" in cemento armato, mentre nel 1927 vennero costruiti i primi pennelli.

Nel 1940-41 iniziò l'opera del Magistrato alle Acque con la sperimentazione di pennelli in legno, materiale successivamente abbandonato per l'elevato costo. Fu così che con il progressivo depauperamento delle dune e con la mareggiata del 1951 iniziò la cementificazione del litorale. Nel 1953 si effettuarono la ricostruzione del litorale tramite riporti di sabbia e la costruzione di una palancolata cementizia aderente alla linea di spiaggia, che si sviluppava senza soluzione di continuità fino alla foce del Piave. Contemporaneamente furono costruiti i pennelli in pietrame in Valle Altanea, sull'arenile di Ca' Gamba e nel tratto Cortellazzo - Colonie.

Fig. 4.117. Schema evolutivo dell'apparato di foce del fiume Piave tra il 1841 e il 1987 (da ZUNICA, 1990, modificato).

Nel 1964 in Valle Altanea si procedette alla costruzione di una gradonata in calcestruzzo con muretto verso terra e palancolata a mare, prolungato fino a 1 km nel 1965 (fig. 4.116).

Nel 1965, in corrispondenza dell'inizio di un'intensa attività turistica in destra alla foce del Livenza, la foce stessa venne imbrigliata attraverso due moli, la cui lunghezza iniziale di 300 m venne successivamente (1976) portata a circa 600 m (ZUNICA, 1971b; BONDESAN A, 1992).

Nel 1966 si verificò la nota mareggiata: l'unico tratto a resistere fu quello protetto dalla gradonata suddetta. La gravità dei danni subiti dal resto del litorale costrinse gli enti locali a ricercare una soluzione rapida. Il Consorzio di Bonifica reclamava la competenza, proponendo l'estensione delle difese, appena collaudate con successo in Valle Altanea, a tutto il litorale. Il Genio Civile si oppose dissentendo dalla soluzione proposta e desistette unicamente all'impegno del Consorzio a sgomberare il litorale in caso di insuccesso delle opere. Gli enti locali si opposero congiuntamente ai lavori, soprattutto per questioni estetiche, ma anche funzionali, e proposero un più lungo periodo di studio e di valutazione.

Un nuovo evento di mareggiata nel 1967 costrinse all'intervento immediato, accumulando pareri favorevoli alla proposta del Consorzio. Vennero apportate alcune modifiche al progetto iniziale, con la costruzione in alcuni fronti di Jesolo e di Caorle di pennelli trasparenti costituiti da pali in cemento, ma con la struttura di quelli lignei costruiti nel 1940-41, dimostratisi particolarmente efficaci.

Venendo ora all'evoluzione del tratto costiero più occidentale (litorale di Eraclea), le maggiori trasformazioni furono direttamente collegate alle vicissitudini del Piave. Dopo la rotta della Landrona (1683), infatti, l'asta terminale del fiume cominciò a rivolgersi verso levante, determinando un maggiore sviluppo del lobo deltizio meridionale. Lo scanno sabbioso così sviluppato verso est subì una rotta nel 1935 (ZUNICA, 1968). Successivamente il troncone di scanno rimasto

isolato si è riaccolato alla sponda sinistra del fiume, determinando uno specchio d'acqua che comunica con il mare attraverso la vecchia foce (Lago Morto Pasti) (fig. 4.117). Questo scanno era occupato da un cordone dunoso che fu quasi completamente asportato dalla mareggiata del 1966.

Il tratto costiero di Eraclea Mare era quindi alimentato direttamente dagli apporti del Piave prima che questo mutasse di foce. Dalla cartografia dell'Istituto Geografico Militare (ZUNICA, 1971b) si può infatti notare un incremento della spiaggia di circa 130 m tra 1892 e il 1937; una volta venuto meno l'apporto solido, si è verificata dapprima una redistribuzione del materiale già depositato, con conseguente rettificazione del litorale e erosioni contenute e, successivamente, un periodo marcatamente erosivo (con arretramenti di circa 110 m tra il 1937 e il 1961) tanto che il fanale che segnava la sinistra della foce del

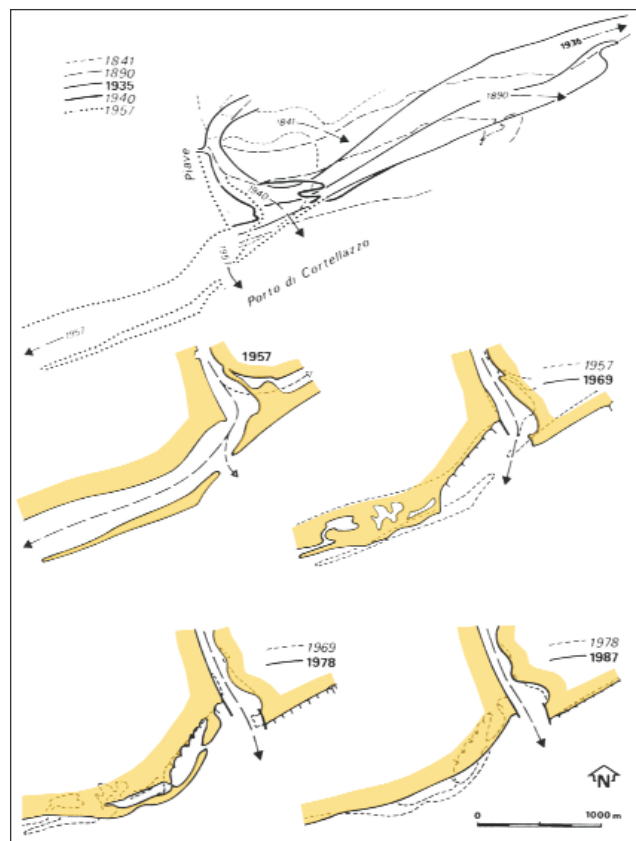


Fig: 4.118. La spiaggia di Eraclea Mare rappresenta uno degli esempi più eclatanti di sistema naturale irrigidito: in alcuni tratti il retrospiaggia è costituito da sistemi dunosi complessi in un'area boschiva di alto pregio naturalistico; le avandune, i depositi eolici attivi, non riescono tuttavia ad evolvere attraverso l'azione di scambio sedimentario con la spiaggia antistante a causa della rigidità determinata dalla palancola cementizia sul lato a mare (1997).



Piave fu sommerso dal mare. L'assetto del litorale può essere considerato invariato a partire da questa data, poiché la linea di riva era già stata fissata attraverso la costruzione della palancolata in cemento nel 1953 e dei gradoni e dei pennelli dopo il 1966-67.

I dati relativi all'assetto batimetrico storico dei fondali di Eraclea e Valle Altanea, basati sui rilievi svolti nel 1947, 1954 e 1956 (ZUNICA, 1971b), denunciano un'erosione generalizzata dei fondali, con la sola esclusione del tratto più orientale, a ridosso della foce del Livenza, allora non armata. L'analisi morfo-batimetrica denota che le fasi di accumulo e di erosione risultarono particolarmente sensibili e accentuate, in particolare per la formazione e estensione, rispetto al rilievo più vecchio, di solchi e dossi paralleli alla spiaggia.

Attualmente il litorale è, come noto, per la quasi totalità protetto da opere di tipo trasversale e parallelo. Per questo motivo in generale non si osservano variazioni di rilievo sull'assetto della linea di riva nell'ultimo trentennio, fatta salva la tendenza alla riduzione dell'estensione delle sot-

tili fasce sabbiose comprese entro le celle delimitate dai pennelli.

L'opera di difesa più imponente, che interessa quasi metà del tratto costiero in esame, è costituita dalla gradonata in aderenza alla riva. Verso mare tutta la costa è comunque arginata da una palancola cementizia (fig. 4.118), che di fatto ha incrementato i fenomeni di instabilità sottocostiera per effetto di riflessione d'onda e sovraescavazione alla base.

Il cordone litorale del Lago Morto Pasti è difeso nel suo tratto più occidentale, per una lunghezza di circa 1100 m, dal diaframma in calcestruzzo e da pennelli, la cui radice prosegue entro la spiaggia (fig. 4.119). Questo assetto determina un doppio sistema dinamico, costituito da una spiaggia pensile da un lato, con configurazione depressa a causa dei continui sormonti dell'onda e dalla stagnazione d'acqua all'interno (fig. 4.120), e dall'altro da una spiaggia naturale quasi del tutto assente. La mancanza di una vera e propria spiaggia è imputabile all'effetto riflettente della palancola cementizia. Alla base

Fig. 4.119. Il tratto di litorale antistante la Laguna del Morto, in sinistra Piave. Nel tratto non difeso con la gradonata in aderenza si notano le depressioni tra le radici dei pennelli, causate dal ristagno d'acqua, che non riesce a drenare a causa della palancola cementizia.



della struttura, sul lato a mare, è presente un'evidente sovraescavazione, e la palancola emerge anche oltre il metro dalla superficie sabbiosa (fig. 4.121). Nonostante la presenza di ulteriori massicciate poste in difesa dello stesso diaframma, esso si presenta a tratti in pessime condizioni. Poiché il diaframma si erge fino a una quota di circa 1,2 m, bastano condizioni di perturbazione di moto ondoso non particolarmente intense durante l'alta marea perché le onde scavalchino la struttura. L'acqua raggiunge quindi frequentemente la base delle avandune, che pur presentandosi attualmente abbastanza in buono stato non hanno alcuna possibilità di alimentazione futura. Al primo cordone di avandune segue un cordone di dune stabilizzate, ultima testimonianza della vecchia morfologia eolica sopravvissuta alla mareggiata del 1966.

Il tratto successivo (1280 m fino alla bocca del Morto) non ha alcun carattere di naturalità essendo protetto dalla già descritta gradonata ed essendo praticamente del tutto sprovvisto di arenile.

Anche la situazione del resto del litorale è lontana dall'essere soddisfacente (LIBERATORE, 1993), infatti la spiaggia ha subito un processo di degrado progressivo. I processi erosivi, innescatisi già a seguito della mareggiata del 1966, hanno determinato in molti casi la completa scomparsa della spiaggia emersa. Le onde, riflesse dal diaframma verticale, hanno causato un asporto com-

Fig. 4.120. Particolare del ristagno d'acqua entro le celle di fig. 4.119, dopo una mareggiata. A sinistra si nota il cordone di avandune, privo di continuità morfologica con la spiaggia. In più occasioni infatti le onde riescono a scavalcare la palancola, allagando la spiaggia che mantiene l'umidità, inibendo il trasporto di sabbie che alimentano le dune retrostanti (1997).



pleto della sabbia della spiaggia sottostante, che è relegata ai soli apici delle celle racchiuse tra due pennelli laterali. A causa di questa azione si è prodotta nel tempo una pronunciata sovraescavazione, che ha iniziato a destabilizzare il manufatto in più punti, tanto che il Consorzio di Bonifica ha provveduto a collocare dei rinforzi in massi sparsi entro due punti mediani all'interno di ciascuna delle celle delimitate dai pennelli. Anche quest'ultimi, realizzati in pietrame, non operavano alcun beneficio, poiché la loro funzionalità è compromessa da un errato rapporto spaziatatura-lunghezza e dalla scarsità di sedimento che transita *long-shore* (BALSILLIE & BERG, 1972). Il già scarso trasporto lungo riva viene infatti intercettato per buona parte dai moli alla foce del Livenza, come si può notare dai gravi problemi di erosione di cui soffre la spiaggia di Porto Santa Margherita, immediatamente sottoflutto. In particolare il prolungamento dei moli foranei nel 1976 ha accelerato l'erosione sottoflutto e il ripascimento sopraflutto (BONDESAN A., 1992; 1993).

Un nuovo progetto di riqualificazione dell'arenile di Eraclea, realizzato solo in parte negli ultimi 3 anni, ha portato alla rimozione dei pennelli e alla realizzazione di nuovi con una spaziatatura tripla rispetto ai precedenti. Secondo l'ipotesi progettuale i pennelli dovranno contenere lateralmente un ripascimento artificiale della spiaggia (oggi quasi inesistente), che porterà a un avanzamento della riva di circa 20-30 m.

Fig. 4.121. Esempio dell'effetto di sovraescavazione operato dal moto ondoso alla base della palancola cementizia lungo il litorale della laguna del Morto. Lo stesso fenomeno si può osservare lungo gran parte del tratto costiero di Valle Altanea ed Eraclea (1997).



Attualmente è stato operato un primo sversamento di sabbia per rettificare le depressioni della spiaggia pensile difesa dalla palancola cementizia; verso mare l'intervento è stato al momento limitato ai tratti in cui erano maggiori le difficoltà di accesso diretto al mare, dovuto alla presenza di uno scalino erosivo superiore al metro oltre la palancola.

Il tratto più orientale del litorale di Valle Altanea (per una lunghezza di circa 1600 m), in corrispondenza di Porto Santa Margherita, è stato interessato prima nel 1985 e poi nel 1991 da due progetti successivi di rifluimento artificiale protetto (LIBERATORE, 1993; BONDESAN A., 1993) con opere soffolte. Il primo intervento non diede i risultati sperati e i progressivi fenomeni erosivi hanno reso necessario un secondo intervento, nel quale si è modificato il sistema protettivo per ovviare agli inconvenienti che avevano causato l'insuccesso del primo. La zona è stata monitorata nei mesi successivi all'intervento dimostrando un perdita di materiale totale pari a circa il 30% nel periodo di 1 anno.

Per quanto riguarda i fondali antistanti il litorale di Eraclea Mare, è presente una morfologia tipica delle spiagge sottomarine in erosione, marcato da un profilo con una sola barra molto pronunciata entro i 2-3 m di profondità (FONTOLAN, 1998; PILLON, 1999). Le pendenze sono comprese tra 0,63% e 0,95%, con la zona orientale tendenzialmente più ripida (0,86%). In questa zona

si riscontrano anche i maggiori tassi erosivi dei fondali entro i 5 m di profondità, pari a $-7,75 \text{ m}^3/\text{m}/\text{anno}$. Tutta l'area risulta comunque in erosione (PILLON, 1999).

I fondali antistanti il litorale di Duna Verde risultano mediamente acclivi, con valori compresi tra 0,78% e 0,83% e tassi accrescitivi dei fondali (periodo 1968-88) molto contenuti, compresi tra 5,3 e 7,3 $\text{m}^3/\text{m}/\text{anno}$. Le pendenze dei fondali del litorale di Porto Santa Margherita sono medio-basse per il tratto centro occidentale (0,62%), mentre in destra Livenza la spiaggia sottomarina si presenta più acclive, con un valore di 0,93%. Malgrado questa zona si trovi sottoflutto rispetto agli imponenti moli guardiani della foce del Livenza, non si evidenziano effetti marcatamente erosivi. I fondali, in particolare, denotano una condizione di stabilità-accrescimento variabili da 2,4 a 11,8 $\text{m}^3/\text{m}/\text{anno}$ nel periodo 1968-88.

Dove manca la gradonatura il litorale mostra evidenti segni di erosione o di totale mancanza di alimentazione, come nel caso di un breve tratto (circa 400 m) a Duna Verde. In altri casi, analogamente a quanto accade lungo il litorale della Laguna del Morto, la palancola cementizia disseccata da pennelli con radice interna alla spiaggia crea il già citato doppio sistema dinamico interno e esterno alla struttura.

4. XI. 7. IL LITORALE DI JESOLO

Il litorale di Jesolo comprende un tratto lungo 13 km, tra le foci del Piave e del Sile.

Pressoché abbandonato fino agli inizi del XX secolo è attualmente costituito da un esteso insediamento a nastro, seguito verso terra da un'ampia area un tempo paludosa e oggi bonificata e trasformata in pianura coltivabile, con quote inferiori al livello del mare.

La spiaggia è interessata da intenso sfruttamento turistico, specialmente nel tratto occidentale, dove gli edifici poggiano direttamente sull'arenile. Lungo il tratto orientale, dove sono insediati solamente campeggi, sono conservati ampi appezzamenti di pineta.

Il litorale viene alimentato dal carico solido del Piave che, anche in funzione delle divagazioni della sua foce, ne ha modificato notevolmente, nel corso del tempo, l'aspetto.

L'entroterra di questo tratto costiero conserva le testimonianze della presenza di un ampio sistema progradante di tipo deltizio, caratterizzato dalla successione di cordoni litoranei, oggi smantellati, che chiudono verso il limite più meridionale, in corrispondenza della foce del Sile. Questa ampia struttura si raccorda, seppur marginalmente, con le morfologie analoghe del tratto più settentrionale e presenta, in particolar modo per gli allineamenti più arretrati, paralleli alla costa attuale, una direttrice che prosegue più a meridione, fino agli allineamenti insulari compresi nel settore lagunare tra Lio Maggiore e Lio Piccolo e, più a ridosso della penisola del Cavallino, tra Vallesina Falconera e Valle Sacchetta.

Come già espresso in occasione della descrizione delle stesse morfologie del tratto più settentrionale, l'origine dei cordoni litorali va essenzialmente imputata alle divagazioni del Piave. L'orientazione e la geometria dei depositi, e in particolare l'evidente variazione di direzione degli allineamenti di cordoni, procedendo verso mare, fanno supporre l'esistenza di una imponente cuspidi deltizia in prossimità di Cortellazzo. Questi cordoni erano probabilmente delle vere e proprie dune, così come appaiono documentate nella carta di Nicolò dal Cortivo del 1547, nella quale è ben riconoscibile l'allineamento corrispondente al cordone che separa i due sistemi a diversa orientazione.

A 500 m di distanza dal canale Cavetta in direzione est, un cordone è stato datato 4380 anni BP. Sulla base di evidenze mineralogico-composizionali, BONDESAN A. *et alii* (2003a) collocano proprio a Cortellazzo la foce del Piave dell'epoca. Il fiume avrebbe poi divagato prima verso sud, sfociando a Piave Vecchia e, dopo la rotta della Landrona del 1683, avrebbe defluito di nuovo a Cortellazzo.

Sicuramente la differente orientazione dei

sistemi di cordoni, dei quali il più addossato alla costa è datato 2900 anni BP, evidenzia due marcate fasi accrezionarie del delta durante l'Olocene superiore: la fase più recente, con maggior angolo di orientazione rispetto a un ideale punto di sbocco del Piave, collocherebbe l'apice deltizio in una posizione massima almeno 4 km più a mare rispetto all'attuale. In accordo con FAVERO (1999), proprio in virtù di questa datazione e della presenza, in direzione di Piave Vecchia, di ulteriori cordoni più recenti con lo stesso allineamento, è molto probabile che il Piave sfociasse ancora a Cortellazzo in epoca romana.

È presumibile che lo spostamento della foce del Piave da Cortellazzo a Piave Vecchia sia avvenuto attraverso un nuovo deflusso che aggirava verso l'interno il litorale formatosi precedentemente, che corrisponde ora al Lido di Jesolo. Il Piave impostò il suo corso sul margine della laguna, in corrispondenza probabilmente di canali lagunari a ridosso del litorale. Dalla foce di Piave Vecchia iniziò quindi la formazione e lo sviluppo del litorale del Cavallino (FAVERO, 1999). Contestualmente, venendo meno gli apporti diretti del fiume, il litorale di Jesolo iniziò una fase regressiva.

L'evoluzione successiva è legata al definitivo riposizionamento della foce del Piave a Cortellazzo. Come già evidenziato, questo avvenne a seguito della rotta della Landrona.

In epoche recenti, dopo la rotta della foce del 1935, le acque del fiume defluirono verso sud, provocando rapidi mutamenti nel lobo sinistro e destro della foce. Al 1940 il Piave si riversava in mare solamente attraverso la rotta, essendo interrata la vecchia foce (attuale Lago Morto). Successivamente la direzione di deflusso principale si orientò verso sud-ovest (1950), con la formazione di un banco sabbioso parallelo al litorale. Per impedire il depositarsi di fango in un'area balneabile furono costruiti dei pennelli e una diga che deviarono lo sbocco del fiume verso sud rinsaldando nel contempo il banco al litorale (cfr. fig. 4.117).

Dall'osservazione delle tavole dell'IGM (1892-1961) si nota, procedendo dal Porto di Cortellazzo a quello di Piave Vecchia, che i 5 km più orientali furono soggetti alle maggiori modificazioni, legate ai già citati fenomeni di divagazione della foce. Poco più a sud-ovest si segnalano fasi alterne, con una linea di riva grossomodo stabile nell'arco di tempo in esame (ZUNICA, 1990).

Il tratto centrale di Jesolo è contraddistinto da un generale avanzamento della linea di riva tra il 1892 e il 1938, seguito tra il 1938 e il 1961 da una fase di stabilità con modesti segni di processi erosivi.

Il tratto più meridionale denuncia, infine, un regolare arretramento della spiaggia (ZUNICA, 1990).

Per quanto riguarda l'evoluzione dei fondali, a un'erosione in sinistra Sile si contrappose un ripascimento nella restante parte del litorale, nel periodo compreso tra il 1810 e il 1910. Successivamente (1910-1958), malgrado i dati siano molto disomogenei, si assiste a un'inversione di tendenza che ha portato a fenomeni ripascitivi localizzati in prossimità della foce del Piave e a sensibili erosioni nella parte mediana del litorale di Jesolo (ZUNICA, 1971b).

Nel tratto centro-orientale l'intenso sviluppo turistico-insediativo aveva nel frattempo determinato l'occupazione di tratti di arenile con costruzioni edilizie, per la salvaguardia delle quali vennero realizzate casse di colmata. Queste furono messe a dura prova dalle mareggiate del 1966 cedendo in più punti.

Si provvide quindi alla costruzione di una difesa aderente in cemento armato, consistente nella già nota palancolata in calcestruzzo profondamente infissa sulla spiaggia per 5 km a partire dalla foce del Sile verso est, completata verso mare da pennelli trasparenti a elementi prefabbricati o in pietrame. In un tratto di 1700 m circa, immediatamente a ovest del Villaggio Marzotto, fu posta in opera una difesa costituita dalla palancolata sormontata da una gradonata in cemento armato, che termina verso terra con un muro paraonde. Tale opera fu costruita, nonostante le

proteste dell'opinione pubblica, sull'esempio di un'opera simile presente in un tratto del litorale di Valle Altanea, che aveva resistito bene alla mareggiata del '66.

Informazioni sul regime recente della linea di riva sono desumibili da confronti cartografici e da foto aeree nel periodo 1987-1998. Rilievi quantitativi sull'evoluzione recente dei fondali sono disponibili a seguito delle campagne del CNR (1968) e del Genio Civile OO MM di Venezia (1976, 1980 e 1988) (LIBERATORE *et alii*, 1997a; 1997b).

Il tratto più prossimo alla foce del Piave (circa 2,5 km) rappresenta l'area che ha subito le maggiori modificazioni nell'ultimo decennio, analogamente a quanto avvenuto a scala secolare e storica più antica. Dopo una fase di avanzamento della linea di riva, che negli anni '90 aveva determinato l'interramento delle opere trasversali realizzate in radice della foce a seguito di eventi di piena, il litorale risultava in regressione, con tassi medi di 4,7 m/anno fino al 1998. Il bilancio erosivo era comunque già evidenziato dai dati relativi ai fondali, che nel ventennio 1968-88 denunciavano perdite unitarie superiori a 30 m³/m/anno. Tuttavia questo dato non può essere considerato sintomatico per un'area a elevato dinamismo quale una foce fluviale: in fasi alterne si possono infatti osservare cospicui insabbiamenti sottocostieri, come le barre, il cui tipico retroscalino abrupto testimonia il modellamento operato dalle correnti longitudinali legate al getto fluviale o al richiamo tidale presso la foce (fig. 4.122).

Per la porzione centro-occidentale del litorale (dalla foce del Sile alla zona dell'Ospedale per una lunghezza di circa 7 km) in generale non si segnalano variazioni di rilievo sull'assetto della linea di riva nell'ultimo decennio, anche per la quasi totale mancanza di una spiaggia a sviluppo naturale. Fa eccezione il tratto più prossimo al molo guardiano settentrionale del Sile, dove si evidenzia un accumulo con una progradazione della spiaggia di circa 16 m nel periodo 1987-1998, pari a un tasso di accrescimento di 1,5 m/anno.

L'evoluzione della spiaggia sottomarina per il

Fig. 4.122. Barra sottocostiera in corrispondenza della foce del Piave, a Cortellazzo. Il netto retroscalino in primo piano evidenzia il modellamento operato dalle correnti parallele alla riva, associate alla marea e/o al getto di foce, analogamente a quanto accade in corrispondenza delle bocche lagunari (1997).



periodo 1968-88 (LIBERATORE *et alii*, 1997b) risultava positiva per l'area a ridosso del Sile con $3,8 \text{ m}^3/\text{m}/\text{anno}$ entro la fascia al di sopra dei 5 m di profondità. Nel tratto più orientale, lungo circa 5,7 km, la spiaggia sottomarina era invece in perdita con un tasso di $6 \text{ m}^3/\text{m}/\text{anno}$; il bilancio ritorna positivo con $2,3 \text{ m}^3/\text{m}/\text{anno}$ per un breve tratto di circa 250 m, mentre la porzione di fondale davanti all'ospedale faceva registrare una perdita pari a $10 \text{ m}^3/\text{m}/\text{anno}$.

Stante ai rilievi del 1988, per tutto il litorale considerato, le pendenze della spiaggia sottomarina erano da moderatamente a mediamente accentuate (tra 0,61% e 0,81%), con i valori più acclivi in sinistra Sile.

Pur rimanendo valide le informazioni sui dinamismi recenti della linea di riva e dei fondali antistanti, l'evoluzione di questo litorale è oggi giorno legata soprattutto alla futura risposta naturale agli ultimissimi interventi di riqualificazione. Nell'ambito degli interventi per la salvaguardia di Venezia, tutto il tratto costiero è stato infatti interessato da un'operazione di riconsolidazione dell'arenile, iniziata alla fine del 1998 e ultimata nel 2003, mediante ripascimento artificiale, ricostruzione di dune e ristrutturazione di alcune opere difensive di corredo (fig. 4.123).

Il ripascimento ha interessato circa 9 km di litorale, ed è stato attuato mediante l'impiego complessivo di 1 milione di m^3 di sabbia, che ha permesso l'ampliamento della spiaggia di circa 50 m.

Fig. 4.123. I lavori di ampliamento della spiaggia di Jesolo (da «Quaderni Trimestrali Consorzio Venezia Nuova», n. 1-2, 2000b).

Sono stati prolungati verso mare 34 pontili trasversali (pennelli permeabili), adeguando la loro funzionalità al nuovo assetto del litorale; sono stati realizzati nuovi pontili e nuovi pennelli in roccia, con la contestuale rimozione delle 9 scogliere parallele (frangiflutti) collocate nel tratto più centrale. Sono stati, inoltre, ultimati gli interventi complementari di ricostruzione di 2,5 km di dune alla foce del Piave con l'utilizzo di 100.000 m^3 di sabbia sagomata e, infine, di ristrutturazione dell'argine paraonde per 3,9 km, quale struttura di difesa tra la spiaggia e le aree abitate, costituita da una gradonata con percorso pedonale sommitale. I lavori hanno interessato anche la foce del Sile, rinforzata per circa 500 m lungo entrambe le sponde. A Cortellazzo sono previsti interventi complementari di ripascimen-



to di 1 km di spiaggia con la costruzione di quattro pennelli di roccia.

4. XI. 8. IL LITORALE DEL CAVALLINO

Il Lido del Cavallino, che si estende per 13,5 km dal Porto di Piave Vecchia alla diga nord del Porto di Lido, limita a mare la porzione nord-orientale del bacino lagunare di Lido. Si tratta di una tipica freccia litorale originatasi per dispersione verso ovest del materiale terrigeno del Piave, in seguito fortemente condizionata dall'intervento antropico. Per il particolare orientamento del litorale, i venti del settore di bora sono pressoché paralleli alla spiaggia, mentre quelli del settore di scirocco la colpiscono quasi ortogonalmente. Il litorale, interessato da sfruttamento turistico intensivo di natura prevalentemente non insediativa (campeggi), è stato oggetto, in tempi recenti, di un vasto intervento di rifluimento della spiaggia, corredato dalla ricostruzione e rinaturalizzazione delle dune costiere.

La natura "distaccata" di questo litorale è testimoniata, oltre che dalle rappresentazioni cartografiche storiche dal XVI secolo in poi, anche dalla strutturazione delle morfologie di accrescimento dei cordoni litoranei. Falconera, Mesola e i Dossi di Saccagnana sono infatti i resti di cordoni che documentano le progressive fasi di un rapido avanzamento della costa, collegata all'evoluzione medievale-moderna (FAVERO, 1999) del complesso deltizio del Piave, quando questo metteva foce a Piave Vecchia. Anche la strutturazione dei cordoni addossati alla foce della Piave Vecchia è associabile a una fase di rapido avanzamento dell'apice deltizio, molto probabilmente più aggettante verso mare.

Lo sviluppo della "Punta di Lio Mazor" (ora litorale del Cavallino), accresciutasi per i continui neoapporti di sedimenti dal fiume, ostruì in breve tempo l'antica bocca lagunare di Lio Maggiore che collegava con il mare il bacino settentrionale della laguna. Già nel 1300 la "Punta" si prolungava con scanni sommersi fino all'imboccatura del Porto di Lido, formando quello

"scanno della Pissotta" che, fino alla costruzione dei moli guardiani, rese via via più precarie le condizioni di accesso al maggior porto di Venezia (FAVERO, 1999).

L'evoluzione storica del litorale è stata fortemente condizionata dall'intervento antropico; in particolare, si deve ai primi anni del 1800 l'inizio dei progetti di regimentazione della bocca di Lido a causa della sua tendenza all'interramento. L'esecuzione della prima serie di lavori riguardanti la diga nord venne iniziata nel 1882 e l'opera completa fu terminata nel 1925, con uno sviluppo di 3625 m.

La costruzione della diga nord, con la sua struttura fortemente aggettante e con il pennello liquido che essa origina, ha determinato una drastica interruzione del trasporto litoraneo proveniente da nord-est, principale fonte di alimentazione per questa spiaggia. A partire da allora si sono verificate modificazioni sostanziali, sia della parte emersa che di quella sommersa della spiaggia, come risposta alle nuove condizioni imposte dall'uomo (ZUNICA, 1971b).

Per quanto riguarda la parte emersa ZUNICA (1971b) riporta i dati fino al 1964 per le zone più prossime al Porto di Lido, rilevate a cura dell'Istituto Idrografico della Marina, e fino al 1956 per la parte rimanente del litorale. All'epoca apparivano distinte: una zona in netto ripascimento che si estendeva dalla diga nord verso nord-est per una lunghezza di 6500 m; l'altra comprendente il successivo tratto fino alla foce del Sile, dove invece era in atto una profonda fase erosiva. Il massimo dell'arretramento della linea di battigia pari a 280 m si verificò a qualche centinaio di metri dal faro di Piave Vecchia, mentre il massimo avanzamento, pari a 1800 m, a ridosso della diga. L'analisi dei fondali mostrava un'analogia situazione. Secondo ZUNICA (1971b) il materiale depositatosi a monte della diga era costituito non solo da quello asportato dalle zone in erosione ma anche da quello proveniente dalle fonti di insabbiamento. La diga nord rappresentava quindi una barriera praticamente insormontabile per il trasporto litoraneo.

Fig. 4.124. Il campo naturale di avandune incipienti lungo Punta Sabbioni. Tutte le forme mostrano un'orientazione legata alla Bora, vento dominante e maggior responsabile della costruzione delle dune in alto Adriatico (1996).



Nella parte nord-orientale del litorale si ebbe, negli anni '40, un progressivo asporto di materiale in concomitanza di mareggiate con episodi di tracimazione e allagamento dei territori del comprensorio di bonifica del Cavallino. In seguito a questi eventi furono adottati alcuni provvedimenti quali la costruzione di pennelli in pietra e, alle spalle della spiaggia, di un muro di sponda in calcestruzzo, in parte protetto da scogliere. Esso resse alla mareggiata del novembre '66 anche se non conteneva la tracimazione.

Durante il periodo 1968-87 si assistette a una progressiva riduzione dei tassi di avanzamento della linea di riva nella porzione occidentale del litorale, contemporaneamente a uno spostamento vero ovest del punto di fulcro (BRAMBATI, 1987), che determinava il passaggio tra la zona in accumulo e quella in erosione.

In tempi recenti, la tendenza ripascitiva del tratto occidentale si è ormai esaurita. Dal confronto tra la carta tecnica regionale (anno 1987) e la foto aerea del 1998, si ricava una leggera tendenza erosiva (valori compresi tra 0,8 e 1,6 m/anno), che si accentua man mano che si procede verso nord, pur conservando la spiaggia emersa valori di ampiezza piuttosto elevati (valori medi compresi tra 83 e 187 m). Questa parte di litorale è interessata, per due brevi tratti (per un totale di circa 1,3 km), da campi dunari naturali abbastanza ben sviluppati (con ampiezze che raggiungono anche i 100 m) e con forme embrionali attualmente in formazione (avandune incipienti, fig. 4.124). Questi sistemi non presentano

Fig. 4.125. La nuova spiaggia del Cavallino, ampliata mediante ripascimento artificiale, con nuovi pennelli ad ampia spaziatura. Sul retrospiaggia tratti discontinui di dune ricostruite, difese da staccionate parallele e trasversali. Dall'asimmetria della linea di spiaggia si nota la deriva sedimentaria verso meridione, verso la parte bassa della foto (da «Quaderni Trimestrali Consorzio Venezia Nuova», n. 1-2, 2000b).

quote particolarmente elevate (con elevazioni medie di 2,8 m e 4,35 m sul l.m.m.), hanno scarsa continuità laterale e mancano di adeguate protezioni che impediscano danneggiamenti antropici, purtroppo frequenti soprattutto nel campo di dune a ridosso di Punta Sabbioni. Si tratta comunque di aree a limitato sfruttamento turistico; l'attività turistica è infatti la causa principale del mancato sviluppo delle dune nei tratti di spiaggia in concessione dove, attraverso continui spianamenti e "pulizie" della spiaggia, si impedisce l'attecchimento della vegetazione spontanea e la formazione di accumuli embrionali.

Il tratto centro orientale è stato interessato da un vasto progetto di riqualificazione dell'arenile a opera del Magistrato alle Acque - Consorzio



Fig. 4.126. Il campo di dune ricostruite a Ca' Ballarin (Cavallino, 1997).



Venezia Nuova. Il progetto, realizzato tra il 1993 e il 1999, ha visto il ripascimento di 11 km di spiaggia mediante il versamento di più di 2.000.000 di m³ di sabbia, il salpamento dei vecchi pennelli e la realizzazione di 32 nuovi pennelli in rocce e pietrame ad ampia spaziatura (fig. 4.125). Nella parte sud del litorale è stato ristrutturato e rinforzato il muro paraonde per 2,7 km circa e, dove la spiaggia si presentava sufficientemente ampia, ricostruito e rinforzato il cordone di dune per un sviluppo di circa 5 km.

Le dune sono state ricostruite con un profilo molto dolce (fig. 4.126), diverso da quello naturale, e difese da staccionate permeabili e fitostabilizzate con graminacee locali (*Ammophila littoralis*) (CONSORZIO VENEZIA NUOVA, 1995). Le quote variano a seconda dei siti e della grandezza del campo di dune: le più elevate sul litorale di Ca' Savio raggiungono in media i 3,5 m. L'accesso alla spiaggia è consentito, nella maggior parte dei casi, soltanto attraverso passerelle di legno sopraelevate alle dune stesse e con andamento curvilineo. In questo modo la vegetazione della duna viene protetta dal calpestio e viene quindi prevenuta l'erosione locale; nello stesso tempo l'andamento delle passerelle previene

eventuali flussi incanalati del vento lungo il percorso e quindi perdite di sedimento verso l'entroterra. In alcuni tratti, dove la superficie di spiaggia non era sufficiente alla ricostruzione delle dune, si è provveduto alla risistemazione del cordolo in calcestruzzo preesistente, che è stato dotato di una struttura dissipativa antistante.

A nord gli interventi sono stati rivolti soprattutto alla posa in opera di un diaframma antisifonamento per difendere le zone dell'entroterra poste a bassa quota. Alle spalle della spiaggia si sviluppa in prevalenza una serie quasi ininterrotta di campeggi, seguiti verso il margine lagunare da un'ampia fascia agricola, abbastanza densamente abitata. I centri abitati sono di piccole dimensioni: Ca' Savio, Ca' Ballarin, Cavallino, in prevalenza situati nell'entroterra a esclusione di Ca' Di Valle.

Un'indicazione della tendenza evolutiva naturale può in questa zona venir parzialmente fornita attraverso l'analisi delle variazioni volumetriche dei fondali. Essa è stata fatta su una serie di 12 profili, dei quali sono disponibili le campagne di misura effettuate nelle annate 1968, 1976, 1980 dal Genio Civile OO MM di Venezia e nel 1992 dal CNR, cioè prima degli interventi del

Magistrato alle Acque. In mancanza di alcuni profili del 1968, il computo volumetrico complessivo è basato sul confronto 1976-1992. Da esso si ricava, per la porzione occidentale del litorale (per circa 2 km a partire dalla diga), una tendenza ripascitiva con tassi compresi tra 3,8 e 19,4 m³/m/anno, con pendenze della spiaggia sottomarina comprese tra 0,83% e 1,11%. Questo dato appare in armonia con quello storico, testimoniando, contrariamente ai dati più recenti sulla tendenza evolutiva della linea di riva, ancora una certa capacità di intrappolamento dei sedimenti da parte della diga della bocca di Lido.

Tutto il restante tratto di litorale, a nord di quello in accrescimento, presenta invece una tendenza erosiva via via crescente verso settentrione. Inizialmente, per circa 4-5 km, i tratti in erosione (tra 17,6 e 21,3 m³/m/anno) si alternano a quelli stabili (con tassi compresi tra 1,3 e 2,3 m³/m/anno), mentre il settore più orientale (tra Ca' Ballarin e la foce del Sile) presenta tassi di erosione progressivamente crescenti (eccezion fatta per l'area più prossima alla foce del fiume, dove il tasso erosivo è piuttosto contenuto e pari a 2,1 m³/m/anno) e compresi tra 0,6 e 11,1 m³/m/anno. Questa tendenza erosiva sembra quindi correlabile ai processi di arretramento della linea di riva, che hanno portato al piano di risanamento attuato dal Magistrato.

Nel complesso i fondali di questo tratto sono caratterizzati da basse pendenze (comprese tra 0,50% e 0,75%), con debole incremento dei valori in direzione del settore orientale, in erosione.

4. XI. 9. IL LITORALE DEL LIDO

Compreso tra le bocche di Lido e Malamocco, questo litorale ha un'estensione totale di circa 11,5 km; di essi soltanto 8 km circa sono costituiti da spiaggia, suddivisa in due tratti posti alle estremità meridionale e settentrionale. Nella porzione centrale, completamente priva di spiaggia, la linea di riva è di fatto costituita dalla difesa radente dei "murazzi". Gli scambi sedimentari sono limitati dalla presenza dei moli aggettanti

che limitano il litorale a nord e a sud, e che ne fanno un sistema chiuso: rispettivamente la diga sud del Porto di Lido e quella nord della bocca di Malamocco. Sull'isola sono presenti gli abitati di Alberoni, Lido e Malamocco, questi ultimi sono ormai un unico comprensorio urbanizzato a forte vocazione turistica.

Il settore costiero corrispondente al Lido di Venezia è forse quello che ha subito meno variazioni nel corso del tempo. In particolare la parte settentrionale di questo litorale, comprendente il complesso medievale di San Nicolò, si veniva a trovare notevolmente protesa verso mare rispetto al tratto di costa successivo, da Sant'Erasmus verso Jesolo (FAVERO, 1999).

La parte meridionale del Lido di Venezia è di formazione più recente e nel passato non possedeva quella continuità che oggi mostra fino al Porto di Malamocco. Anche la sua larghezza, in particolare presso Malamocco, è in parte dovuta a bonifiche medievali che hanno esteso le aree coltivabili o abitabili interrando tratti dei fondali lagunari retrostanti. Proprio a Malamocco confluisce nel litorale attuale un'antica linea di costa che giace sotto un debole spessore di fanghi lagunari recenti. Questa linea è formata da sabbie litorali individuate attraverso sondaggi presso l'Ottagono Abbandonato e più oltre lungo il canale di Valgrande (FAVERO, 1999).

Nei documenti cartografici precedenti la costruzione dei moli foranei del Porto di Malamocco, l'estremità meridionale del litorale si presenta molto sottile fino all'odierna Malamocco. Le notizie storiche di rottura del Lido e i conseguenti provvedimenti per ripristinarne la continuità ne confermano l'intrinseca debolezza. Un discorso analogo può essere fatto per il litorale di Pellestrina. Entrambi si sono attestati nella posizione attuale attraverso uno spostamento verso mare della linea di costa, che tuttavia non ha più trovato, nel corso del tempo, un consistente rifornimento di sedimenti da parte dei fiumi.

L'evento principale che ha condizionato l'evoluzione del litorale nell'ultimo secolo fu la costru-

zione delle dighe foranee delle bocche di Lido e Malamocco. Dopo la costruzione della diga sud della bocca di Lido (terminata nel 1891), la porzione settentrionale del litorale (per una lunghezza di circa 5,5 km a partire dalla bocca stessa) fece registrare, fino al 1951, avanzamenti massimi della linea di riva di circa di 450 m (ZUNICA, 1971b). Si ebbe così la formazione di un arenile di forma falcata, che risultava via via più sottile verso sud fino a scomparire nella zona protetta dai murazzi e che sarebbe divenuto la spiaggia turistica del Lido. Notevoli modificazioni si verificarono anche sui fondali anstistanti dove, nel periodo immediatamente successivo alla costruzione della diga (tra il 1886 e il 1905), si assistette alla scomparsa dell'ampia barra sabbiosa che, parallelamente alla spiaggia, si protendeva fino al Forte Quattro Fontane, con spostamento verso mare dell'isobata -5 m (ZUNICA, 1971b).

Analogamente, nel tratto meridionale, a ridosso della diga nord di Malamocco, si sviluppò una falcatura di circa 2 km, con un accrescimento massimo, in radice alla diga stessa, di oltre 300 m, accompagnati da un consistente accumulo di sedimenti sui fondali, fino all'isobata -5 m.

La parte centrale del litorale, protetta dai murazzi, risultava già priva di arenile e quindi la linea di riva artificialmente stabilizzata. I fondali fecero registrare estesi asporti di materiale in un'ampia fascia a cavallo dell'isobata dei -5 m già nel periodo 1898-1938; nel periodo successivo (1938-1951) l'erosione interessò una fascia ben più ampia, dall'isobata -10 m fino ai bassi fondali.

Gli andamenti appena citati vengono confermati dai dati riportati da BRAMBATI (1987) relativamente al periodo 1933-68, che indicano per la zona degli Alberoni avanzamenti della linea di riva compresi tra 60 e 100 m, mentre per il litorale a nord compresi tra 35 e 205 m, con i valori massimi nella zona di San Nicolò di Lido.

L'arenile settentrionale fronteggia il nucleo maggiormente urbanizzato del litorale di Lido, che ospita edifici storici e complessi residenziali e alberghieri.

L'ampiezza della spiaggia emersa si riduce

gradatamente da nord a sud, passando da un massimo di quasi 180 m presso i Bagni Comunali, a pochi metri nella zona più prossima ai murazzi. Si tratta, salvo rare eccezioni, di una spiaggia emersa del tutto antropizzata, spianata e occupata da strutture di fruizione turistica di svariata tipologia, molte delle quali anche piuttosto rilevanti. Gli unici tratti non soggetti a sfruttamento turistico (la zona dell'Ospedale e quella più prossima alla bocca di Lido) conservano alcuni caratteri di naturalità, costituiti dalla presenza di avandune costiere a vegetazione erbacea spontanea, di dimensioni piuttosto modeste (quote massime di 3,2 m nella zona dell'Ospedale). Esse occupano una buona parte della spiaggia, soprattutto nel secondo caso, dove la porzione di spiaggia emersa propriamente detta si riduce a poco meno di 50 m.

Nella porzione meridionale, per una lunghezza di circa 2 km, sono presenti pennelli trasversali alla linea di riva con spaziatura variabile tra 90 e 190 m.

L'evoluzione recente della linea di riva ha conservato la passata tendenza all'avanzamento lungo tutto l'intervallo di tempo compreso tra il 1968 e il 1998. I tassi di avanzamento sono massimi in corrispondenza dell'estremità settentrionale (San Nicolò di Lido) e via via minori procedendo verso sud. I più elevati sono riferibili al periodo 1980-1987 (BRAMBATI, 1987), nel quale la linea di riva nella zona di San Nicolò è avanzata di 8,6 m/anno. Nell'ultimo periodo (1987-98) i tassi appaiono ridotti e sono compresi tra 3,7 m/anno a nord e 1,1 m/anno a sud. La spiaggia sottomarina è in genere caratterizzata dalla presenza di una barra e da pendenze basse, con minimi nell'area a ridosso della diga (0,25%) e massimi (0,53%) nella porzione meridionale, prossima ai murazzi (dati CONSORZIO VENEZIA NUOVA, 1997a; 2000a). Sulla base dei rilievi eseguiti nel periodo 1968-92 (CASTELLI *et alii*, 1994) risulta tuttavia che i fondali erano interessati da un debole processo erosivo, con valori variabili da 8,9 a 29,3 m³/m/anno, eccezion fatta per l'estremità settentrionale, a ridosso del molo di

Lido, dove i fondali denunciano un incremento pari a circa $10 \text{ m}^3/\text{m}/\text{anno}$.

La porzione centrale del litorale del Lido è difesa dai murazzi per 4,5 km. I murazzi, più volte risistemati e rinforzati nel corso dei secoli e recentemente, soprattutto dopo la mareggiata del 1966, sono oggi costituiti da un muro paraonde in cemento (con quota sommitale di 5,2 m) e fronteggiati sul lato a mare da una sponda inclinata e da una massciata.

Nella porzione più settentrionale, per circa 1800 m, alla difesa radente sono associati 22 pennelli trasversali, collocati a una distanza di circa 80 m l'uno dall'altro; l'entroterra è prevalentemente urbanizzato attorno al centro abitato di Malamocco. Alle spalle del murazzo, nella porzione meridionale, l'entroterra si presenta più assottigliato (da 100 a 200 m), di poco elevato sul livello del mare e in prevalenza poco urbanizzato, con vaste aree agricole.

Di fatto la struttura del murazzo costituisce una linea di riva artificiale per tutto questo tratto del litorale. La spiaggia emersa infatti è completamente assente, a eccezione di una piccolissima falciata sabbiosa (pochi metri) presente all'estremità settentrionale.

La tendenza evolutiva della zona può essere desunta quindi dall'analisi delle variazioni dei fondali per il periodo 1968-92, che indicano una situazione di sostanziale stabilità (CASTELLI *et alii*, 1994) con tassi di erosione/accrecimento variabili da $-1,8 \text{ m}^3/\text{m}/\text{anno}$ a $6,2 \text{ m}^3/\text{m}/\text{anno}$. La spiaggia sottomarina è inoltre configurata con pendenze medie comprese tra 0,82% e 0,87% (dati CONSORZIO VENEZIA NUOVA, 1997a; 2000a); i profili sono marcati da una pronunciata barra sottocostiera e, solamente nella parte più meridionale, tendono a mostrare un connotato più dissipativo, dato da un sistema di barre multiple.

La spiaggia sottomarina immediatamente antistante il murazzo presenta un truogolo piuttosto marcato, alla distanza di circa 130 m dalla riva, con profondità comprese tra 2,5 e 3,0 m. Questa morfologia è sicuramente imputabile alla presenza dei murazzi, che pur smorzando l'onda,

tendono in parte a rifletterla producendo una progressiva sovraescavazione dei fondali.

Lungo la porzione meridionale del litorale del Lido, i principali nuclei di urbanizzazione sono costituiti dal centro abitato di Alberoni e dal comprensorio ospedaliero San Camillo.

La sua evoluzione recente è caratterizzata da tassi di avanzamento significativi compresi tra 12 m/anno in radice alla diga e 1,7 m/anno nella parte centrale, per il periodo 1968-80. (BRAMBATI, 1987). A questo periodo ha fatto seguito una fase erosiva tra il 1980 e il 1987 con tassi di arretramento compresi tra 1,4 e 3 m/anno, a eccezione dell'estremità meridionale dove si è registrato ancora un avanzamento della linea di riva di 7 m/anno. Il periodo più recente (1987-98) vede una stabilizzazione di questo tratto di litorale, che si attesta su valori di debolissima crescita (tassi massimi di 0,6 m/anno). Accanto a ciò la situazione dei fondali antistanti il litorale appare stabile, con una certa tendenza ripascitiva per il tratto più prossimo alla diga.

Dal confronto dei profili batimetrici relativi alle annate 1968-92, riportati in CASTELLI *et alii* (1994), si ricava infatti un tasso positivo di $12 \text{ m}^3/\text{m}$ anno per la sezione più prossima alla diga, e un tasso di soli $6 \text{ m}^3/\text{m}$ anno per la sezione più a nord. La morfologia del fondale è caratterizzata dalla presenza di barre multiple e da pendenze medio basse che tendono diminuire da nord a sud, passando da 0,76% a 0,68% (rilievi CONSORZIO VENEZIA NUOVA, 1997a; 2000a).

Questa porzione del litorale del Lido è caratterizzata dalla presenza di dune naturali in buono stato, soprattutto all'estremità meridionale dove sono situate una vasta zona boschiva e dune fossili anche piuttosto elevate (oltre i 7 m). Verso mare è presente una fascia ad avanduna stabilizzata a morfologia irregolare e vegetazione piuttosto continua, in prevalenza erbacea. Sono però frequenti i varchi di rottura trasversale generati dal vento (*blowout*), segni evidenti di fenomeni erosivi, e ampie aree denudate con pronunciata deflazione eolica. Segue ancora, verso mare, una fascia a avanduna incipiente

dove avviene, per la presenza di vegetazione spontanea, l'accumulo della sabbia trasportata dal vento. La spiaggia emersa vera e propria presenta un'ampiezza media di circa 80 m. La presenza di aree denudate, dove la deflazione eolica non viene in alcun modo ostacolata, potrebbe rappresentare un fattore d'instabilità e di debolezza del sistema e andrebbe quindi limitata attraverso opportuni interventi di rivegetazione.

Nel resto del litorale degli Alberoni le dune sono costituite da residui ormai antropizzati, spesso discontinui o addirittura ridotti a lembi. La spiaggia risulta a tratti interessata da sfruttamento turistico ed è quindi occupata dalle relative strutture di fruizione. Nei tratti dove la spiaggia non viene spianata, sono presenti vegetazione spontanea e accumuli eolici, in genere di piccole dimensioni.

La spiaggia emersa si presenta con ampiezze estremamente variabili da tratto a tratto proprio in dipendenza della presenza o meno di avandune sulla parte alta della spiaggia. Considerando l'insieme spiaggia emersa/avanduna le ampiezze della spiaggia risultano sempre piuttosto elevate (tra 130 e 200 m circa), riducendosi drasticamente in direzione dei murazzi.

4. XI. 10. IL LITORALE DI PELLESTRINA

Il lido di Pellestrina è compreso tra la bocca di Malamocco e di Chioggia, dei cui bacini limita a mare rispettivamente la porzione meridionale e quella settentrionale. Su un'estensione totale di poco più di 11 km, completamente priva di sfruttamento turistico, si sviluppano i tre centri abitati di San Pietro in Volta, Portosecco e Pellestrina.

Ancor più del Lido di Venezia, il litorale di Pellestrina deve la sua continuità e la stessa esistenza alle opere di difesa approntate nel corso dei secoli. L'odierna bocca di Malamocco sembra essere un elemento piuttosto recente (FAVERO, 1999). Il collegamento col mare era ubicato più a nord, oltre la zona degli Alberoni. Procedendo verso Chioggia, Portosecco corrisponde alla posizione di un'altra apertura del litorale (Porto di

Prestene), insabbiatasi in epoca medievale. Il tratto di Ca' Roman, a sua volta, era poco più di uno scanno e già dalla fine del Medioevo i veneziani erano più volte intervenuti per contenere gli effetti trasgressivi del mare. Questo litorale è stato quello che ha presentato sempre i maggiori problemi di conservazione; paradossalmente è anche quello che per certi aspetti è meno conosciuto. Il solo elemento paleogeografico certo è costituito da un'antico cordone sabbioso che giace sommerso in laguna e del quale le "motte" Peta di Bo, Val in Pozzo e Valgrande rappresentano i pochi punti ancora emergenti (FAVERO & SERANDREI BARBERO, 1980). Per il resto non si dispone ancora di informazioni che possano far risalire alla progressiva migrazione del cordone alla sua attuale posizione, se non supporre che quest'ultima sia stata raggiunta grazie a apporti sedimentari dal Brenta, quando il fiume defluiva lungo il percorso di Codevigo entro la parte meridionale della laguna (FAVERO, 1999).

A causa delle imponenti dighe di regimazione presenti alle bocche, il litorale di Pellestrina può essere considerato un sistema praticamente privo di apporti sedimentari esterni.

Rispetto ai restanti lidi veneziani, è quello in cui si è espletata maggiormente l'azione distruttiva del mare, e conseguentemente si sono concentrati gli interventi di difesa. È del 1686 il progetto di difesa di Ca' Roman, realizzato mediante terrapieno contenuto da palificate (*paliselle*). Successivamente, in più riprese, ma soprattutto nel corso della seconda metà del '700, i rinforzi lungo il litorale presero la forma di "murazzi a pozzolana", cioè di strutture a pietra legata con malta di pozzolana. Oggi i murazzi, ristrutturati principalmente dopo la mareggiata del 1966, proteggono il litorale per quasi tutta la sua lunghezza.

La larghezza dell'isola varia da alcune centinaia a poche decine di metri in corrispondenza dell'ansa di Ca' Roman, dove la linea di separazione tra mare e laguna consiste soltanto nel murazzo e nella scogliera antistante. Prima dell'intervento di rifluimento, realizzato a partire

dal 1994, la spiaggia emersa era quasi del tutto scomparsa già da alcuni secoli.

Una situazione opposta caratterizza l'estremità meridionale (Ca' Roman), in forte progradazione, favorita sia dalla posizione geografica che vede la linea di riva in posizione arretrata rispetto all'allineamento litoraneo generale (AVANZI *et alii*, 1981), sia dalla costruzione del molo nord del Porto di Chioggia, che ha funzionato da ostacolo pressoché insormontabile per il trasporto solido lungo riva. L'avanzamento progressivo della linea di riva, la favorevole orientazione rispetto ai venti dominanti e la mancanza di interventi antropici hanno determinato la formazione di più ordini di dune costiere, che costituiscono attualmente un'oasi naturale protetta.

L'evoluzione del litorale nel periodo 1809-1951 è ampiamente descritta da ZUNICA (1971b). Già nel 1809 era presente lungo tutto il litorale un argine in muratura con speroni in pietrame e la spiaggia emersa era completamente assente. Dopo la costruzione dei moli alla bocca di Malamocco (terminati nel 1872) e di Chioggia (iniziati nel 1911 e terminati nel 1933), la situazione si era ulteriormente aggravata, determinando una rapida erosione anche della spiaggia sottomarina e accentuando così gli effetti del moto ondoso sulle difese.

Le uniche modificazioni del litorale, essendo la spiaggia emersa assente e la linea di riva rappresentata dai murazzi, riguardano i fondali antistanti le difese. Fino al 1938 si erano registrati fatti erosivi variamente localizzati (ZUNICA, 1971b), pur essendo prevalenti nel tratto centro-settentrionale. A ridosso del molo nord del Porto di Chioggia era invece presente una prima formazione di spiaggia che aveva insabbiato un tratto di circa 1 km di difese per un'ampiezza di circa 400 m. Dal 1938 al 1951 divenne evidente la fase erosiva, che interessò i fondali lungo tutto il litorale di Pellestrina tra i -5 e i -10 m e per buona parte anche a profondità inferiori (ZUNICA, 1971b). Pur essendo gli eventi erosivi non molto intensi dal punto di vista quantitativo, la loro estensione fu tale da determinare un'elevata vulnerabilità del

cordone litoraneo. Contemporaneamente la linea di riva nella zona di Ca' Roman andava soggetta a rapido avanzamento (tasso medio di 8,3 m/anno per il periodo 1933-55).

Gli effetti della fase erosiva in atto lungo il litorale di Pellestrina si fecero sentire durante la mareggiata del 4 novembre 1966, quando i murazzi subirono il sormonto da parte del moto ondoso e cedettero in più punti. Contemporaneamente, in quel periodo (1955-68) e in quello immediatamente successivo (1968-78), per la spiaggia di Ca' Roman si manifestò un netto calo dei tassi di avanzamento della linea di riva, con una media di 5,3 m/anno nel primo intervallo di tempo e di 2,8 m/anno nel secondo (BOSCOLO, 1999).

L'andamento evolutivo recente dei fondali antistanti il litorale di Pellestrina è indicato dai computi volumetrici relativi al periodo 1968-1992 riportati in CASTELLI *et alii* (1994); essi registrano modificazioni sia in senso erosivo che ripascitivo in tratti diversi del litorale. I volumi in gioco sono comunque tali da poter indicare la situazione come generalmente stabile, almeno per quel che riguarda la fascia attiva della spiaggia sottomarina, compresa tra la linea di riva e i 5 m di profondità. RUOL (1994) segnala che nel periodo 1988-1992, la pendenza media dei fondali è diminuita.

A prescindere dalle moderate evoluzioni più recenti, era comunque evidente che nel corso del tempo i murazzi avevano determinato una profonda sovraescavazione dei fondali, con solchi profondi fino a 3 m in prossimità delle gettate di massi. Per supplire alla totale mancanza di spiaggia, ma soprattutto per ovviare a queste condizioni critiche, che avevano anche in parte destabilizzato la base della coronella difensiva dell'ansa di Ca' Roman, nel 1994 il Ministero dei Lavori Pubblici, attraverso il Magistrato alle Acque - Consorzio Venezia Nuova, ha intrapreso il maggior intervento di risistemazione costiera a scala nazionale ed europea.

Davanti ai murazzi è stata infatti completamente costruita una nuova spiaggia, per la cui realizzazione sono stati utilizzati 4.600.000 m³ di sabbia prelevata da un'area residuale di piat-

Fig. 4.127. Confronto tra la situazione precedente e successiva agli interventi di ricostruzione della spiaggia di Pellestrina. Prima dell'intervento (a) la difesa era costituita dai soli murazzi, privi completamente di spiaggia; l'intervento (b) ha visto la realizzazione ex-novo della spiaggia, corredata da pennelli emersi, con prolungamento sommerso, fino a intercettare una berma sommersa, in massi, che funge sia da elemento frangiflutti che da barriera di contenimento per la sabbia rifluita.



a

taforma, che si trova a una distanza di circa 20 km dalla costa, a una profondità compresa tra 17 e 22 m. L'intervento si sviluppa per circa 9 km a partire dalla diga sud della bocca di Malamocco e la zona situata immediatamente a nord dell'ansa di Ca' Roman, e comprende 17 celle, la cui ampiezza varia da un minimo di 400 a un massimo di 540 m (CONSORZIO VENEZIA NUOVA, 1995) (fig. 4.127).

Le celle sono delimitate da 18 pennelli laterali di lunghezza variabile tra 150 e 210 m e collegati tramite setti di prolungamento a una scogliera sommersa (berma), posta parallelamente alla costa a circa 300 m da essa. Quest'ultima ha la funzione di innescare la frangenza dell'onda a una certa distanza dalla linea di riva e nello stesso tempo di limitare le perdite di sabbia verso il largo per la presenza di correnti di ritorno. La presenza della barra sommersa e della spiaggia impediscono che i murazzi vengano direttamente investiti dall'azione delle onde, come accadeva nel passato.

Dopo la formazione della nuova spiaggia di Pellestrina, si sono verificati notevoli episodi di deflazione che hanno trasportato ingenti quantità di sabbia oltre il murazzo, sulla strada, nei campi e anche nelle abitazioni. Per ovviare al problema è stata realizzata una barriera frangivento, costituita da piante di tamerici in tripla



b

fila, posizionata nella parte alta della spiaggia, a qualche metro dalla scogliera. Per garantire la difesa durante il periodo impiegato dalle piante per raggiungere dimensioni adeguate, è stata posizionata una struttura frangivento (mobile o fissa a seconda delle celle), che funge da trappola eolica, impedendo alla sabbia di oltrepassare i murazzi. Gli interventi sono stati ultimati nel 1999.

Con riferimento, infine, al tratto più meridionale, va segnalato che attualmente l'arenile di Ca' Roman ha raggiunto un'estensione di circa 70 ha. L'evoluzione naturale del sito, sebbene innescata dall'uomo, ha portato a una progressiva e sempre più significativa strutturazione morfo-ecologica, tanto da far diventare Ca'

Roman un ambito di tutela naturalistica, sede di un'importante oasi avi-faunistica. Sotto il profilo morfologico, si tratta di uno dei pochi tratti di litorale del Nord Adriatico con un sistema ampio e articolato di dune costiere. Esso è costituito da terra verso mare da ampi campi di dune stabilizzate, avandune, avandune incipienti e presenta le tipiche successioni vegetali di questi ambienti. La fascia di dune più prossima alla linea di riva è caratterizzata da quote molto irregolari, comprese tra 1,7 e 2,4 m, da vegetazione discontinua e da frequenti *blowout* di piccole dimensioni, orientati nella direzione del vento dominante (Bora), alcuni dei quali periodicamente invasi dall'acqua. Verso l'interno il sistema di dune si fa più continuo, con quote comprese tra 2,3 e 3,5 m, e ben vegetato. Le dune secondarie, completamente ricoperte dalla vegetazione, presentano quote variabili tra 3 e 7 m e costituiscono nell'insieme una struttura continua, fatta eccezione per alcune brevi interruzioni costituite da solchi scavati dal passaggio antropico.

La berma della spiaggia ha ampiezza limitata (poco più di 20 m) come in tutti i sistemi dove la vegetazione si sviluppa naturalmente. Attualmente sembra essersi in parte esaurita la forte tendenza ripascitiva e i tassi di accrescimento si sono ulteriormente ridimensionati (2,1 m/anno nel periodo 1987-98) rispetto al passato.

4. XI. 11. IL LITORALE DI SOTTOMARINA

Il litorale di Sottomarina rappresenta la propaggine più meridionale dei sistemi di lidi che chiudono verso mare la Laguna di Venezia. Si estende per 5 km tra la bocca di porto di Chioggia a nord e la foce Brenta a sud. L'ampio arenile, intensamente sfruttato turisticamente, delimita verso mare l'abitato di Sottomarina, che occupa quasi tutto il settore centro-settentrionale, e un'ampia area agricola, con alcune infrastrutture turistiche (campeggi e villaggi) nella porzione meridionale.

La configurazione dell'arenile, orientato in direzione NNO-SSE, lo rende esposto alle mareg-

giate di Bora, ma sufficientemente protetto da quelle di Scirocco a causa della prominenza morfologica del delta del Po.

La spiaggia è storicamente in accrescimento, grazie agli apporti solidi dei fiumi meridionali (Po, Adige e Brenta) che, trasportati verso nord dalla deriva litoranea, vanno ad alimentare le spiagge sopraflutto alla diga di Chioggia. Lungo il litorale è stato di recente ultimato un intervento di difesa da parte del Magistrato alle Acque - CVN, consistente nel rifluimento di sabbie lungo i 500 m a ridosso della foce del Brenta, e nella realizzazione di un muro paraonde e di una passeggiata lungomare di 400 m, lungo l'estremità settentrionale dell'abitato di Sottomarina.

Malgrado ancora non si conosca quale sia stata la posizione raggiunta dal mare al culmine della fase trasgressiva olocenica, la più antica linea di costa riconosciuta alle spalle dell'attuale sistema costiero è quella che passa per San Pietro di Cavarzere, situata 9-12 km a monte della costa odierna (FAVERO & SERANDREI BARBERO, 1980; FAVERO, 1999). Secondo gli stessi autori, la linea di costa è successivamente avanzata, dapprima lungo l'allineamento Motte Cucco - Peta de Bo - Val Grande, per raggiungere, infine la direttrice Chioggia-Bosco Nordio.

Quest'ultimo allineamento, che ha un'impressionante continuità nei territori padani più meridionali, è di datazione incerta, forse pre-etrusco-romana (BONDESAN & SIMEONI, 1983; FAVERO, 1999). In epoca romana, la linea di costa si trovava già nei pressi di Brondolo, ricordato da Plinio come sito portuale (FAVERO, 1999).

Tra Brondolo e il Bosco Nordio la linea di costa rimase stabile per oltre 1500 anni, alimentata dai sedimenti trasportati al mare dall'Adige. Solo dopo il secolo XV, contemporaneamente al protendersi verso mare del delta lobato del Po, è iniziata quella fase di avanzamento piuttosto rapido che l'ha portata fino alla posizione odierna (FAVERO, 1999).

Il continuo accrescimento della spiaggia di Sottomarina, marcato dalla presenza di numerose tracce di cordoni sub-paralleli alla spiaggia, ebbe

origine in seguito alla deviazione del corso del Brenta - Bacchiglione, immessi nel taglio artificiale del Brenta Nuovo (conclusosi nel 1896) e con la successiva costruzione delle dighe del porto di Chioggia, avvenuta tra il 1911 e il 1933. Se si analizza infatti l'evoluzione del litorale dalla prima levata IGM del 1892, si può notare che l'antico nucleo dell'abitato di Sottomarina era direttamente affacciato sul mare e difeso dai murazzi costruiti nel 1773-1760, oggi in parte demoliti o in abbandono (ROTONDI & ZUNICA, 1995). I murazzi, prima della realizzazione delle dighe di Chioggia, raccordavano il tratto compreso tra il forte San Felice e Sottomarina, quasi in continuità con le difese collocate lungo Pellestrina.

Gli effetti della nuova immissione a mare del sistema Brenta-Bacchiglione furono così immediati che già nel 1908, cioè prima che venissero costruite le dighe, l'arenile era avanzato in modo considerevole rispetto al 1892, nel tratto compreso tra la nuova foce e il punto mediano dei murazzi di Sottomarina, in corrispondenza del limite settentrionale dell'abitato. La spiaggia presentava infatti ampliamenti variabili da 115 a 185 m, corrispondenti a tassi di avanzamento tra 7 e 11 m/anno (ZUNICA, 1971b).

Nel 1931 si era formato un arenile ampio 225 m nel tratto antistante i murazzi settentrionali, quasi in radice della nuova diga sud di Chioggia, i cui lavori erano stati quasi completamente ultimati. L'avanzamento della spiaggia di Sottomarina era proseguito con ritmi inferiori rispetto al periodo precedente, fatta eccezione per il tratto meridionale, che denunciava un processo erosivo con un arretramento di 140 m circa nella sezione tipo (ZUNICA, 1971b), molto probabilmente legato a una fase di fluttuazione verso nord della foce del Brenta. Anche in questo periodo, fatto salvo il già citato apice settentrionale, l'accrescimento si era manifestato in modo variabile, tra 55 e 190 m.

La levata IGM del 1962 mostra un arenile piuttosto omogeneo e molto ampio, in virtù di una fase ripascitiva che ha interessato la spiaggia in modo uniforme, con avanzamenti rispetto al

1931 superiori a 150 m lungo tutto il litorale.

Complessivamente, considerato il periodo 1892-1962, la spiaggia è avanzata di oltre 400 m all'estremità settentrionale, fino a un massimo di 480 m nel tratto centrale e di circa 300 m in corrispondenza della foce dell'Adige.

I dati storici relativi all'evoluzione dei fondali, desunti dai rilievi dell'Istituto Idrografico della Marina svolti nel 1868, 1905, 1938 e 1951, mostrano tendenze controverse, con fasi ripascitive alternate a fasi erosive. La massima crisi erosiva si era instaurata nei fondali superiori a 5 m nel periodo 1868-1905, seguita da un generale ripascimento nel periodo successivo (1905-1931). Nel 1951, infine, buona parte dei fondali di Sottomarina mostrano un approfondimento, soprattutto nella fascia sottocostiera entro i 5 m di profondità, in particolar modo nel settore più settentrionale e in quello antistante alla foce del Brenta (ZUNICA, 1971b).

L'evoluzione più recente del litorale di Sottomarina è contraddistinta dalla prosecuzione del trend accrescitivo della linea di riva, desumibile sia attraverso i dati dei rilievi eseguiti in più annate, a partire dal 1968, sia attraverso le levate aerofotogrammetriche aggiornate al 1998. Tutto il litorale si presenta in accrescimento sia nel periodo 1968-80, che in quelli 1980-87 e 1987-98.

Il settore centro settentrionale dell'arenile, di fronte all'abitato di Sottomarina, presenta ampiezze estremamente elevate ed è soggetto a intenso sfruttamento turistico, con edifici e strutture costruiti direttamente sulla spiaggia. Gli avanzamenti della linea di riva si presentano qui abbastanza uniformi, con valori corrispondenti a 40-50 m.

Il settore meridionale denuncia un decremento dei tassi di crescita, attualmente attestati su valori inferiori al metro annuo. Nel complesso l'arenile può essere considerato stabile e interessato solamente dalle naturali fluttuazioni legate alle fasi deposizionali e erosive del fiume.

Il regime sedimentario e la favorevole orientazione rispetto ai venti dominanti (Bora) hanno consentito lo sviluppo di estesi apparati dunosi

nella porzione meridionale, oggi in parte compromessi a causa dell'intenso sfruttamento turistico. Le dune raggiungono altezze superiori ai 6 m sul l.m.m. e si trovano in buono stato, soprattutto nella parte più meridionale dove sono presenti in più ordini, hanno buona copertura vegetale e fianchi poco ripidi. Procedendo verso nord tendono a diminuire in altezza e a presentarsi fortemente destabilizzate, con la presenza di varchi e di aree denudate, in seguito soprattutto alla reiterazione di operazioni di sbancamento eseguite dagli operatori turistici per cercare di spianare e ricaricare la spiaggia antistante ai campeggi.

Analogamente a quanto riscontrato a scala secolare, il *trend* dei fondali risulta piuttosto variabile e non è sempre correlato con la crescita della linea di riva. Il confronto tra i rilievi svolti nel 1968 e il 1975 (Consiglio Nazionale delle Ricerche, 1980) mostra infatti una marcata fase erosiva che accompagna quasi tutti i fondali di Sottomarina, soprattutto nel tratto più profondo (fino a 10 m di profondità) ma anche in quello sottocostiero (fino a 5 m). Quest'ultima fascia presenta tassi di erosione media annua variabili da 8 a 138 m³/m/anno, con la sola eccezione del tratto centrale che denuncia un debole incremento volumetrico pari a poco meno di 6 m³/m/anno.

A scala annuale, con riferimento al confronto batimetrico 1975-76, si assiste a una ripresa ripascitiva per il settore settentrionale e a una fase erosiva per quello meridionale, con tassi variabili da 29 a 18 m³/m per il primo e da -11 a -18 m³/m per il secondo. I dati più recenti, riferiti al periodo 1976-1982, attestano una situazione di generale ripresa dei fondali, con tassi di accrescimento molto variabili e compresi entro 4 e 60 m³/m/anno, rispettivamente per il settore settentrionale e meridionale.

Il bilancio volumetrico complessivo del periodo 1968-1982 risente inevitabilmente dei forti squilibri determinati dai processi erosivi occorsi durante il 1968-76 soprattutto per l'area sottocostiera più settentrionale. Questo settore presenta infatti un deficit sedimentario a scala quattordi-

cennale con valori compresi tra 17 e 58 m³/m/anno, in apparente contrasto con il trend marcatamente ripascitivo della linea di riva. Al contrario, il settore meridionale denuncia complessivamente un accumulo variabile tra 7 e 20 m³/m/anno.

Questi dati confermano l'elevata dinamicità della fascia sottomarina della spiaggia nei tratti costieri fortemente influenzati dalle opere aggettanti, che possono provocare vortici di ritorno e "squilibri" idrodinamici capaci di innescare profonde scalzature sui fondali; alla stessa stregua, tratti prossimi alle foci fluviali risentono fortemente delle modificazioni morfologiche determinate dal getto del corso d'acqua, soprattutto nei momenti di piena.

Nell'ambito del Progetto per la Salvaguardia di Venezia, tra il 1998 e il 2001 il Magistrato ha realizzato alcuni interventi lungo il litorale, costituiti dall'ampliamento di un tratto di 500 m di spiaggia mediante rifluimento di circa 100.000 m³ di sabbia a ridosso della diga nord della foce del Brenta, a sua volta prolungata di 360 m con una fila di palancole metalliche a pelo d'acqua, per veicolare le acque fluviali inquinate verso mare. Gli interventi hanno interessato anche un breve tratto di 400 m sul lungomare settentrionale dell'abitato di Sottomarina, dove è stato realizzato un muro paraonde con passeggiata a mare e pista ciclabile, a difesa dell'area urbana.

4. XI. 12. IL LITORALE DI ISOLA VERDE

Isola Verde si trova nel Comune di Chioggia, tra la foce del Brenta a nord e la foce dell'Adige a sud. Il litorale si estende per 2,7 km, con alle spalle un territorio fortemente urbanizzato nel quale sono sorte, in special modo negli ultimi anni, numerose strutture turistiche. Sebbene l'alimentazione del litorale trovi origine direttamente dagli apporti solidi dei due fiumi che lo delimitano, da tempo esso era investito da processi erosivi che hanno provocato l'arretramento della linea di riva, con maggiore evidenza nella parte meridionale. Anche in questo caso il litora-

le è stato riqualificato mediante ripascimento artificiale e la realizzazione di alcune strutture difensive nell'entroterra e lungo riva.

L'evoluzione storica di questo tratto è una delle più articolate di tutto il settore costiero veneto, in virtù della complessa evoluzione degli apparati di delta dei due fiumi che lo delimitano alle estremità, nonché delle reiterate regimazioni dei corsi d'acqua operate dai veneziani proprio a salvaguardia della porzione meridionale della Laguna.

È certo che, in epoca romana, il Brenta sfociava a Brondolo, ubicato circa 3,5 km all'interno dell'attuale sbocco del fiume. Come già detto, questa linea di costa rimase stabile per oltre 1500 anni, giacché nella carta del Sabadino del 1556 la foce di Brondolo separava nettamente il lido di Chioggia da quello più meridionale, originatosi dall'Adige.

La documentazione geodetica più antica, risalente ai rilievi del Denaix del 1809-11, mostra infatti un apparato di sbocco dell'Adige e del Brenta (Brenta Vecchio) come un *continuum* delizioso, costituito da numerose biforcazioni, isolotti e banchi sabbiosi circondati da bassi fondali. L'arenile in senso stretto non esisteva, mentre era presente una fascia a elevata dinamicità, in cui dominavano le forze costruttive dei due fiumi e quelle di modellamento del moto ondoso (ZUNICA, 1971b).

Già dal 1860 e, in modo più eclatante, intorno al 1892 (tavoletta IGM; ZUNICA, 1971b) cominciò a delinarsi una netta separazione tra Adige e Brenta; la foce del primo si era infatti ampliata e biforcata attorno all'Isola di Bacucco, e il suo ramo settentrionale si incrociava con la foce del Brenta Vecchio, ormai soppiantata dal nuovo taglio del Brenta, concluso nel 1896, ma di cui si ha già la prima documentazione ufficiale nella levata IGM del 1892.

Delineati nettamente i due alvei fluviali, dall'atrofizzazione dell'ansa del Brenta vecchio e dall'espansione dell'Isola di Bacucco, si ebbe durante il periodo 1908-62 una fase di accrescimento del litorale che portò alla configurazio-

ne rettilinea dei giorni nostri.

Il periodo immediatamente successivo alla realizzazione del nuovo taglio del Brenta mostra infatti una tendenza ripascitiva molto marcata, con tassi di avanzamento della linea di riva fino a 36 m/anno nel tratto centrale di Isola Verde (periodo 1892-1908), probabilmente dovuti all'effetto contrapposto dei due getti di foce, che hanno favorito la convergenza del trasporto proprio in corrispondenza della porzione mediana del litorale. Negli anni successivi il trend accrescitivo è continuato con ritmi inferiori e oscillanti, variando in media da 3 a 7 m/anno circa, durante i periodi 1908-31 e 1931-62 rispettivamente (ZUNICA, 1971b). Unica eccezione a questa tendenza era costituita dal tratto costiero in sinistra di foce del fiume Adige che, analogamente a quanto accadeva sul lato opposto, ha denunciato cospicui arretramenti soprattutto durante l'ultimo trentennio citato (1931-62). Questa apparente anomalia è in realtà un fenomeno caratteristico dei tratti terminali dei fiumi, che in assenza di armature di foce tendono normalmente a divagare, a seconda del mutuo bilancio tra carico solido e modellamento da parte del moto ondoso.

Secondo ZUNICA (1971b) il generale avanzamento della linea di riva non trova riscontro nella parte sommersa della spiaggia, stante ai rilievi dell'Istituto Idrografico della Marina. Il confronto cartografico 1868-1951 mostra infatti una vasta area erosiva che interessa tutti i fondali alle profondità superiori a 7-8 m. Sempre secondo lo stesso Autore, questo fenomeno è imputabile a una intensa fase di asporto sedimentario intercorsa durante il periodo 1868-1905 a cui è succeduto, nel 1905-38, un periodo ripascitivo di entità volumetrica nettamente inferiore al precedente, e infine una nuova fase erosiva durante il 1938-51, localizzata prevalentemente sotto costa e in prossimità della foce dell'Adige.

Rilievi relativamente più recenti (Consiglio Nazionale delle Ricerche, 1976b; 1980) hanno messo in luce che nel periodo 1968-1975 il tratto in esame ha subito significative erosioni lungo

tutta la sezione batimetrica (fino a -10 m di profondità), soprattutto in corrispondenza della foce dell'Adige. Risulta tuttavia controversa l'interpretazione di tali fenomeni, poiché sulla base degli stessi studi è stato evidenziato che nel tratto di dominio di foce dell'Adige, che si estende per almeno metà del litorale di Isola Verde (tratto meridionale), prevalgono dinamiche complesse e alterne, soprattutto a breve scala temporale. I bilanci volumetrici di erosione e ripascimento dei fondali, intercorsi a scala annuale entro la batimetrica -5 m nell'area marina settentrionale della foce dell'Adige (e che copre poco meno della già citata metà di Isola Verde), risultano infatti alternanti, con valori anche molto dissimili tra loro. I dati relativi a quattro confronti batimetrici di dettaglio (rilievi svolti nell'estate 1974, 1975, 1976 e 1977, Consiglio Nazionale delle Ricerche, 1980) mostrano infatti un primo periodo ripascitivo di circa 94.000 m³ nell'anno 1974-75, seguito da una fase erosiva di circa 217.000 m³ (1975-76) e da una successiva ampia ripresa volumetrica di circa 818.000 m³ nel 1976-77.

È chiaro, quindi, che almeno fino a quest'ultimo periodo le complesse modificazioni subite dalla spiaggia emersa e dai fondali antistanti sono da porsi in relazione soprattutto all'azione costruttiva-distruttiva del fiume, capace di rimanere o deporre quantità di sedimento paragonabili a quelle prese in carico dalle mareggiate.

I rilievi svolti nel 1980 a cura del Genio Civile OO MM di Venezia mostrano una ripresa dei fenomeni deposizionali per le due sezioni di riferimento del litorale di Isola Verde (settore centrale e settentrionale) che hanno quasi compensato totalmente la precedente fase erosiva.

Seppur non direttamente collegabili con l'assetto dei fondali, i dati più recenti relativi all'evoluzione della linea di riva (periodo 1987-98) evidenziano l'instaurarsi di un regime erosivo soprattutto per il settore centrale e meridionale, che ha in parte compromesso la struttura delle dune esistenti, a seguito di un arretramento medio della spiaggia di 46 m.

Fig. 4.128. Il nuovo assetto della spiaggia di Isola Verde, tra le foci del Brenta a nord e quella dell'Adige a sud. Le dune, in parte rinaturalizzate, sono protette da filari di fascine. Le falcature tra i pennelli evidenziano una marcata deriva settentrionale dei sedimenti (da «Quaderni Trimestrali Consorzio Venezia Nuova», n. 2, 2002b).



Solamente la porzione più settentrionale di Isola Verde denuncia una tendenza ripascitiva di circa 3 m/anno. Questo tratto presenta un esteso cordone dunoso con creste elevate (5-6 m), che solo nell'ultimo km di spiaggia è preceduto verso mare da un vasto campo di avandune incipienti. L'ampia superficie di spiaggia favorisce un efficace interscambio sedimentario con la duna, condizione necessaria per la sua conservazione.

Per contenere il fenomeno erosivo lungo il tratto meridionale, già verso la fine degli anni '80 (datazione incerta per mancanza di documentazione; l'intervento è successivo al 1987 in quanto non riportato nella cartografia tecnica regionale) furono realizzate 7 dighe frangiflutti. Dalle immagini aerofotogrammetriche del 1998 le dighe non mostravano aver sortito grandi benefici, poiché le deboli salienze della spiaggia prodottesi alle spalle delle difese sono accompagnate da profonde falcature nelle aree di spaziatura tra le stesse.

Fig. 4.129. Isola di Torcello.

Nel periodo 1998-2002 il Magistrato alle Acque - Consorzio Venezia Nuova ha realizzato i lavori di rinforzo lungo questo litorale. L'intervento è consistito nell'ampliamento della spiaggia in erosione lungo il tratto meridionale (circa 1500 m) mediante sversamento di 300.000 m³ di sabbia, la rimozione delle dighe frangiflutti, la realizzazione di un nuovo argine "paraonde" nell'entroterra per 700 m di lunghezza, la costruzione di 7 pennelli in massi, la ricostituzione delle dune attraverso protezione e piantumazione nella porzione centrale e il consolidamento e la sistemazione delle sponde delle foci del

Brenta e dell'Adige (fig. 4.128).

Con riferimento alle opere lungo le sponde dei due fiumi, gli interventi – già realizzati – hanno riguardato il prolungamento delle dighe foranee per contenere l'inquinamento delle acque balneabili, attraverso l'infissione di palancole metalliche a pelo d'acqua in prosecuzione delle sponde in massi. Per quanto riguarda la foce del Brenta, le sponde nord e sud sono state prolungate di 365 m e 170 m rispettivamente; le due sponde dell'Adige sono state prolungate di 540 m quella settentrionale e 170 m quella meridionale.

