L. Tosi *et alii*, (2007) - *Note Illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000, F. 128 Venezia*, ISPRA - Serv. Geol. d'It., Roma.
DOI: 10.15161/oar.it/211698

A P A T
Agenzia per la protezione dell'ambiente e per i servizi tecnici

DIPARTIMENTO DIFESA DEL SUOLO
Servizio Geologico d'Italia
Organo Cartografico dello Stato (legge n. 68 del 2.2.1960)

NOTE ILLUSTRATIVE della CARTA GEOLOGICA D'ITALIA alla scala 1:50.000

foglio 128

VENEZIA

A cura di
L. Tosi [(1)], **F. Rizzetto** [(1)], **M. Bonardi** [(1)],
S. Donnici [(1)], **R. Serandrei Barbero** [(1)], **F. Toffoletto** [(2)]
Con contributi di:
Palinologia: **R. Bertoldi** [(3)], **G. Canali** [(3)]
Geomorfologia regionale: **A. Bondesan** [(4)], **M. Meneghel** [(4)]
Prospezioni sismiche: **G. Brancolini** [(5)], **L. Baradello** [(5)], **F. Donda** [(5)],
F. Fanzutti [(5)], **D. Nieto** [(5)], **J. Centonze** [(5)]
Subsidenza ed eustatismo: **L. Carbognin** [(1)], **P. Teatini** [(6)], **G. Zambon** [(1)]
Sismologia e geologia strutturale: **V. Iliceto** [(7)], **A. Zanferrari** [(8)]
Geotecnica: **P. Previatello** [(9)], **M. Favaretti** [(9)]
Idrogeologia: **A. Vitturi** [(10)], **V. Bassan** [(10)], **P. Zangheri** [(10)]

(1) - Ist. di Scienze Marine-CNR, Venezia; (2) - Regione del Veneto, Direz. Geologia e Attività Estrattive, Serv. Geologia; (3) - Dip. di Biologia Evolutiva e Funzionale, Università degli Studi di Parma; (4) - Dip. di Geografia, Università degli Studi di Padova; (5) - Ist. Nazionale di Oceanografia e di Geofisica Sperimentale (OGS), Trieste; (6) - Dip. di Metodi e Modelli Matematici per le Scienze Applicate, Università degli Studi di Padova; (7) - Dip. di Geologia, Paleontologia e Geofisica, Università degli Studi di Padova; (8) - Dip. di Georisorse e Territorio, Università degli Studi di Udine; (9) - Dip. di Ingegneria Idraulica, Marittima, Ambientale e Geotecnica, Università degli Studi di Padova; (10) - Provincia di Venezia, Sett. Protezione Civile e Difesa del Suolo, Serv. Geologico.

Ente realizzatore:
REGIONE DEL VENETO

Direttore del Dipartimento Difesa del Suolo – Servizio Geologico d'Italia:
L. SERVA

Responsabile del Progetto CARG per il Dipartimento Difesa del Suolo - Servizio Geologico d'Italia: **F. GALLUZZO**

Responsabile del Progetto CARG per la Regione del Veneto:
F. TOFFOLETTO

PER IL DIPARTIMENTO DIFESA DEL SUOLO-SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA

Revisione scientifica:
M. Pantaloni (coord.), **S. D'Angelo, A. Fiorentino, R. Graciotti**, **M.L. Pampaloni**

Coordinamento cartografico:
D. Tacchia (coord.), **V. Pannuti**

Revisione informatizzazione dei dati geologici:
M.C. Giovagnoli, F. Visicchio

Coordinamento editoriale e allestimento per la stampa:
M. Cosci, V. Pannuti

PER LA REGIONE VENETO

Allestimento editoriale e cartografico:
R. Campana

Allestimento informatizzazione dei dati geologici:
R. Campana (responsabile)**, V. Perna**, **R. Campana** (direzione lavori),
R. Campana (collaudo)

Informatizzazione e allestimento cartografico per la stampa dalla Banca Dati: *a cura di* **SYSTEMCART - ROMA**

Gestione tecnico-amministrativa del Progetto CARG:

M.T. Lettieri (Dipartimento Difesa del Suolo - Servizio Geologico d'Italia)
R. Campana, F. Toffoletto (Regione Veneto)

Si ringraziano i componenti dei Comitati Geologici per il loro contributo scientifico

INDICE

I - INTRODUZIONE 7

II - INQUADRAMENTO GEOLOGICO E CENNI STORICI 11
1. - EVOLUZIONE GEOLOGICA E LINEAMENTI STRUTTURALI 12
1.1. - Evoluzione pre-quaternaria 12
1.2. - Evoluzione quaternaria 19
2. - CENNI DI GEOMORFOLOGIA REGIONALE 28
2.1. - Megafan del Brenta (Sistema di Bassano) 30

III - IL METODO INTEGRATO DI RILEVAMENTO ED ANALISI 33
1. - I CAMPIONAMENTI 34
2. - INDAGINI GEOMORFOLOGICHE 36
3. - INDAGINI PALEONTOLOGICHE 37
4. - INDAGINI CRONOSTRATIGRAFICHE 39
5. - INDAGINI MINERALOGICHE 42
6. - RILIEVI GEOFISICI 43
6.1. - Sismica ad altissima risoluzione 44
6.1.1. - *Strumentazione e metodologia* 45
6.1.2. - *Elaborazioni* 46
6.2. - Carotaggi radioattivi 47
7. - BANCHE DATI 49
7.1. - Banche dati del Foglio "Venezia" 51

IV - STRATIGRAFIA 55
1. - DETERMINAZIONE DEGLI AMBIENTI DEPOSIZIONALI 55
1.1. - Le associazioni a foraminiferi 55
1.2. - Le strutture sedimentarie e geomorfologiche 59
1.2.1. - *Depositi alluvionali o fluviali* 59
1.2.2. - *Depositi deltizi* 60
1.2.3. - *Depositi litorali* 61
1.2.4. - *Depositi di piattaforma* 62
2. - PALINOSTRATIGRAFIA DEL SONDAGGIO *CARG5* (*BH2*) 62
3. - UNITA' STRATIGRAFICHE DI RIFERIMENTO 67
4. - SUPERSINTEMA DI VENEZIA 69
4.1. - Unità di Correzzola 71

5. - SUPERSINTEMA DI MESTRE....71
6. - SINTEMA DEL PO....75
6.1. - Unità di Malamocco....75
6.2. - Unità di Torcello....76
7. - CORRELAZIONI STRATIGRAFICHE E MODELLO EVOLUTIVO 78

V - CARTOGRAFIA....83
1. - CARTOGRAFIA DI SUPERFICIE....83
1.1. - La Carta Geologica del Foglio "Venezia"....86
1.2. - Foglio allegato alla Carta Geologica....106

VI - CARATTERISTICHE MINERALOGICHE....111
1. - COMPOSIZIONE MINERALOGICA DELLE ARGILLE DEL SOTTOSUOLO LITORANEO....112
2. - COMPOSIZIONE MINERALOGICA DELLE SABBIE....114

VII - ELEMENTI DI GEOLOGIA TECNICA ED APPLICATA....119
1. - CARATTERISTICHE GEOTECNICHE....119
1.1. - Caratterizzazione geotecnica dei terreni superficiali....120
2. - CENNI DI IDROGEOLOGIA....122
2.1. - Lo stato delle conoscenze idrogeologiche....122
2.2. - La struttura idrogeologica....123
2.3. - Cuneo salino....126
3. - SISMICITA'....127
3.1. - Attivita' sismica....130
4. - SUBSIDENZA ED EUSTATISMO....133
4.1. - Subsidenza naturale....134
4.2. - Subsidenza per estrazione d'acqua di falda....134
4.3. - Eustatismo....136
4.4. - La situazione attuale....137

EXTENDED ABSTRACT....139
1. - STRATIGRAPHIC UNITS....140
2. - LEGEND OF THE GEOLOGICAL MAP....144

BIBLIOGRAFIA....147

APPENDICE....160

Ringraziamenti

Gli Autori desiderano ringraziare: il segretario regionale della Segreteria all'Ambiente e Territorio, Roberto Casarin, ed il dirigente regionale della Direzione Geologia e Attività Estrattive, Andrea Costantini, che, per la loro sensibilità alle problematiche geologiche, hanno sostenuto questo progetto, Giovanni Battista Castiglioni del Dipartimento di Geografia dell'Università degli Studi di Padova, Carlo Doglioni del Dipartimento di Scienze della Terra dell'Università "La Sapienza" di Roma, Roberto Fantoni dell'ENI S.p.A., Rinaldo Nicolich e Bruno Della Vedova del Dipartimento di Ingegneria Civile - Ingegneria per le Georisorse e l'Ambiente dell'Università degli Studi di Trieste, Paolo Mozzi del Dipartimento di Geografia dell'Università degli Studi di Padova, che, con la loro esperienza, hanno fornito utili consigli.

Un particolare ringraziamento a Fabrizio Galluzzo, dirigente del Servizio CARG, Marco Pantaloni, Roberto Graciotti e Letizia Pampaloni, esperti specialistici dell'Agenzia per l'Ambiente ed i Servizi Tecnici, Dipartimento Difesa del Suolo, Servizio Geologico d'Italia, che hanno contribuito al lavoro svolto attraverso le loro osservazioni critiche.

Si ringraziano, inoltre, il Servizio Forestale Regionale di Belluno e, in particolare, il dirigente Franco Cristofoletti per il supporto tecnico e logistico fornito durante l'esecuzione del carotaggio profondo ed i proprietari delle valli per la disponibilità di persone e mezzi che hanno consentito il prelievo di campioni nelle aree sommerse.

Si ricorda il consistente contributo dei dati forniti da: il Progetto ISES, l'ARPA Veneto, la Provincia di Venezia, il Comune di Venezia, il Magistrato alle Acque di Venezia ed il suo Servizio Informativo, il Consorzio Venezia Nuova, l'Istituto di Scienze Marine del CNR, il Distretto Idrografico Veneto Orientale e Coste, il Genio Civile di Venezia, i Dipartimenti di Geologia Paleontologia e Geofisica, di Geografia e di Ingegneria Marittima, Ambientale e Geotecnica dell'Università degli Studi di Padova. Si ricorda, inoltre, il supporto logistico per le imbarcazioni del CNR fornito dal Circolo Nautico "Le Saline di Chioggia".

Infine un particolare ringraziamento è dovuto ai marinai dei mezzi nautici del CNR-ISMAR.

I - INTRODUZIONE

Il Foglio 128 "Venezia" della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000 è stato realizzato nell'ambito del Progetto CARG (Legge 226/99), con una convenzione tra l'Agenzia per l'Ambiente ed i Servizi Tecnici, Dipartimento Difesa del Suolo, Servizio Geologico d'Italia (già Servizio Geologico Nazionale) e la Regione del Veneto. L'incarico per lo svolgimento dei lavori è stato dato alla Regione del Veneto, che ne ha affidato il coordinamento scientifico al Consiglio Nazionale delle Ricerche - Istituto di Scienze Marine (ISMAR), ex Istituto per lo Studio della Dinamica delle Grandi Masse, di Venezia.

Hanno partecipato ai lavori:

- per la Regione del Veneto: Roberto Casarin, *segretario regionale* della Segreteria all'Ambiente e Territorio; Andrea Costantini, *dirigente regionale* della Direzione Geologia e Attività Estrattive; Federico Toffoletto, del Servizio Regionale Geologia, *responsabile del progetto*, coadiuvato da Anna Galuppo, *geologo,* e da Riccardo Campana, *responsabile dell'informatizzazione*.
- per il CNR-ISMAR: Luigi Tosi e Maurizio Bonardi, *responsabili scientifici*; Rossana Serandrei Barbero e Sandra Donnici, *responsabili della micropaleontologia*; Federica Rizzetto, *responsabile della geomorfologia e della sedimentologia*.

Per l'approfondimento di altre tematiche sono state stipulate apposite convenzioni con: la Provincia di Venezia per gli aspetti relativi all'idrogeologia, trattati da Andrea Vitturi, dirigente del Settore Protezione Civile e Difesa del Suolo, Servizio Geologico; l'Istituto Nazionale di Oceanografia e di Geofisica Sperimentale (OGS) di Trieste per le indagini sismiche, condotte da Giuliano

Brancolini, direttore del Dipartimento di Geofisica della Litosfera; il Dipartimento di Geografia dell'Università degli Studi di Padova per l'inquadramento geomorfologico a scala regionale, realizzato da Mirco Meneghel ed Aldino Bondesan; il Dipartimento di Ingegneria Idraulica, Marittima, Ambientale e Geotecnica dell'Università degli Studi di Padova per l'aspetto geotecnico dei terreni superficiali, trattato da Paolo Previatello coadiuvato da Marco Favaretti; il Dipartimento di Geologia, Paleontologia e Geofisica dell'Università degli Studi di Padova per l'analisi della sismologia, effettuata da Vittorio Iliceto.

Remo Bertoldi e Giuseppe Canali, del Dipartimento di Biologia Evolutiva e Funzionale dell'Università degli Studi di Parma, hanno collaborato mediante la realizzazione di indagini palinologiche.

Adriano Zanferrari, del Dipartimento di Georisorse e Territorio dell'Università degli Studi di Udine, ha curato l'analisi dei lineamenti strutturali.

Hanno inoltre contribuito alla realizzazione del progetto: per la Regione del Veneto, Veronica Tornielli, Diego Salvator, Rocco Mariani, Giulio Fattoretto e Vincenzo Perna, che hanno collaborato al campionamento ed hanno informatizzato i dati; per il CNR-ISMAR, i collaboratori e tecnici Chiara Perale, Tomaso Bianchini, Alberto Patrian, Novella Bonsembiante, Erika Barison, Loris Dametto e Giancarlo Dalmissier, ed inoltre Giuseppe Zambon ed Andrea Vianello per l'idrogeologia, Jane Frankenfield ed Alessandro Vianello, che hanno curato l'organizzazione dei seminari, ed Armando Penzo, comandante dei mezzi nautici CNR "Litus" ed "Henetus"; per la Provincia di Venezia, il collaboratore Enrico Conchetto.

La prima campagna di sondaggi geognostici profondi è stata realizzata dal Servizio Forestale Regionale di Belluno, con il coordinamento del dirigente Franco Cristofoletti e l'organizzazione logistica di Pietro De Filippo e Celeste Gnech; gli operatori sono stati Giovanni Fiocco, Claudio Ganz e Massimo Buzzo. Durante l'effettuazione della seconda campagna, la direzione dei lavori è stata curata dal Distretto Idrografico di Venezia Laguna, Veneto Orientale e Coste (direttore Enzo Zennaro) - Genio Civile Regionale di Venezia (responsabile Salvatore Patti); i tecnici che se ne sono occupati sono Lucio Vindigni e Sandro Bruni.

Va annoverato il contributo del Magistrato alle Acque di Venezia, presidente Annamaria Piva, dal quale è stato possibile ottenere una collaborazione con il suo Servizio Informativo attraverso il direttore Roberto Rosselli.

Infine hanno contribuito con suggerimenti ed idee durante i seminari e le riunioni di coordinamento alcuni specialisti dei vari settori, quali: Giovanni Battista Castiglioni dell'Università degli Studi di Padova, Fabrizio Galluzzo, dirigente di APAT, con i suoi collaboratori Maria Teresa Lettieri, Roberto Graciotti, Marco Pantaloni, Silvana d'Angelo, Maria Letizia Pampaloni, Felicia Papasodaro, Roberta Carta, Edi Chiarini ed Andrea Fiorentino.

Il Foglio "Venezia", ubicato nel Veneto orientale (Fig. 1), ricade in gran par-

te nella provincia di Venezia con i Comuni di Cavallino-Treporti, Dolo, Jesolo, Quarto d'Altino, S. Donà di Piave e Venezia; solo un ridotto settore settentrionale appartiene al Comune di Roncade (provincia di Treviso).



Fig. 1 - *Mappa di ubicazione del Foglio 128 "Venezia".*

La base topografica è quella del Foglio 128 "Venezia", alla scala 1:50.000, dell'Istituto Geografico Militare Italiano, che comprende in tutto o in parte le seguenti tavolette I.G.M. alla scala 1:25.000: 51 I NE "Roncade", 51 I SE "Quarto d'Altino", 51 II NE "Venezia", 51 II SE "Malamocco", 52 III NE "Lido dei Lombardi", 52 III NO "Treporti", 52 IV NE "Passarella", 52 IV SE "Jesolo", 52 IV SO "Caposile", 52 IV NO "S. Donà di Piave".

Per i rilievi di campagna sono state utilizzate le Sezioni della Carta Tecnica Regionale alla scala 1:10.000: 127160 "Venezia-Ovest", 128010 "Quarto d'Altino", 128020 "Portegrandi", 128030 "Caposile", 128040 "Passarella", 128050 "Altino", 128060 "Isola Santa Cristina", 128070 "Cason Grassabò", 128080 "Jesolo", 128090 "Murano", 128100 "Treporti", 128110 "Cavallino", 128120 "Lido dei Lombardi", 128130 "Venezia-Est", 128140 "Porto di Lido" ed infine la 128150 e la 128160 che comprendono solo settori di Adriatico settentrionale.

Per disporre di una cartografia geologica di base di tutta l'area lagunare, gra-

zie al contributo della Regione del Veneto è stata rilevata e cartografata anche gran parte delle sezioni 127110 “Venezia-Mestre”, 127120 “Campalto”, 127150 “Malcontenta” e 127160 “Venezia-Ovest”, ricadenti nell’adiacente Foglio 127 “Mestre”.

II - INQUADRAMENTO GEOLOGICO E CENNI STORICI

Per l'importanza ambientale e storica che da sempre rivestono la laguna e la città di Venezia, in passato sono stati condotti numerosi studi al fine di conoscere l'assetto geologico di questo territorio (Zanettin, 1955). Per evitare un lungo elenco bibliografico, i lavori più significativi verranno opportunamente citati nei capitoli che seguono.

In particolare, per la precarietà del suolo veneziano, notoriamente legata al processo di subsidenza ed alla compattazione dei terreni, sono state eseguite diverse indagini di tipo geotecnico, idrogeologico ed altimetrico.

Un primo impulso agli studi di base è stato dato negli anni '70, come conseguenza della disastrosa alluvione del 1966.

Fondamentale per la conoscenza della geologia del territorio è stata la terebrazione dei pozzi *Venezia 1 - CNR*, effettuato a carotaggio continuo fino a 947 m, e *Venezia 2 - CNR*, *Lido 1, Marghera 1*, spinti rispettivamente fino a 400 m, 1.333 m e 602 m, con diversi tratti campionati in modo indisturbato.

Per quanto riguarda le conoscenze relative al sottosuolo più profondo, fino al Mesozoico, sono da ricordare quelle acquisite, nei dintorni dell'area in esame, con la perforazione dei pozzi esplorativi per la ricerca di idrocarburi *Assunta 1* (4.747 m), *Jesolo 1* (1.804 m), *Eraclea 1* (2.502 m), *S. Donà di Piave 1* (3.081 m) e *S. Angelo 1* (2.036 m) e mediante una serie di rilievi sismici effettuati dall'AGIP.

Sempre negli anni '70 il Comitato per lo Studio dei Provvedimenti a Difesa della Città di Venezia (CSPDV) ha stabilito la realizzazione di diverse indagini multidisciplinari che hanno consentito di sintetizzare un primo quadro completo della geologia dell'area veneziana.

Parallelamente agli studi nel sottosuolo profondo sono state condotte varie

ricerche, anche sui sedimenti superficiali, che hanno portato ad una prima descrizione di dettaglio dell'evoluzione olocenica del comprensorio veneziano. Da menzionare in anticipo, in quanto base per la realizzazione della cartografia geologica dei depositi olocenici e tardo-pleistocenici, sono quelle che negli anni '70 e '80 hanno permesso una prima descrizione, ad ampia scala, delle caratteristiche geologiche evolutive della coltre superficiale, ovvero Gatto & Previatello (1974), Alberotanza *et alii* (1977), Bortolami *et alii* (1977), Favero & Serandrei Barbero (1978; 1980; 1983), Gatto & Carbognin (1981), Bortolami *et alii* (1984) e Gatto (1984).

Negli anni '80 e '90 fu avviata una serie di progetti "finalizzati" e "strategici" CNR, i quali hanno consentito l'aggiornamento delle conoscenze geologiche acquisite nel precedente ventennio.

1. - EVOLUZIONE GEOLOGICA E LINEAMENTI STRUTTURALI

1.1. - Evoluzione pre-quaternaria
(A. Zanferrari)

L'area veneziana è situata al centro dell'avampaese neogenico-quaternario condiviso fra la catena appenninica settentrionale NE-vergente e la catena sudalpina orientale S-vergente (Fig. 2). Tale avampaese, in un contesto regionale più ampio, è situato all'estremità nord-orientale della microplacca adriatica, che anche nel sottosuolo dell'area circumveneziana e del suo *offshore* ha registrato una lunga successione di eventi sedimentari, magmatici e tettonici, messi in luce dai sondaggi per la ricerca di idrocarburi e dalle indagini geofisiche effettuate dall'AGIP nella seconda metà del '900, nonché da quelle più recenti dei Progetti Transalp e CROP-mare.

Le testimonianze più antiche, relative al Paleozoico ed al Triassico, derivano dal *log* stratigrafico del pozzo *Assunta 1*, integrato con i dati del rilievo aereomagnetico (Cassano *et alii*, 1986). La presenza di un granito a 4.711 m di profondità, datato radiometricamente 448±18 Ma, permette di collocare tra questo ed il nucleo paleozoico metamorfico di Recoaro il limite che si estende con direzione NE-SO dalla zona di Forni Avoltri (UD) tra due microplacche paleozoiche, consolidatesi nell'orogenesi varisica: la microplacca carnico-dinarica e l'austroalpino-sudalpina. Dall'alto strutturale profondamente denudato dell'*Assunta 1* (Fig. 3), caratterizzato dalla sovrapposizione di successioni terrigene e carbonatiche del Carnico sul corpo plutonico con rapporti di non-conformità, si ricava anche l'evidenza (e la conferma) che quest'area è stata una delle sorgenti di clasti per le unità terrigene permo-triassiche ora affioranti nell'area prealpina veneta.

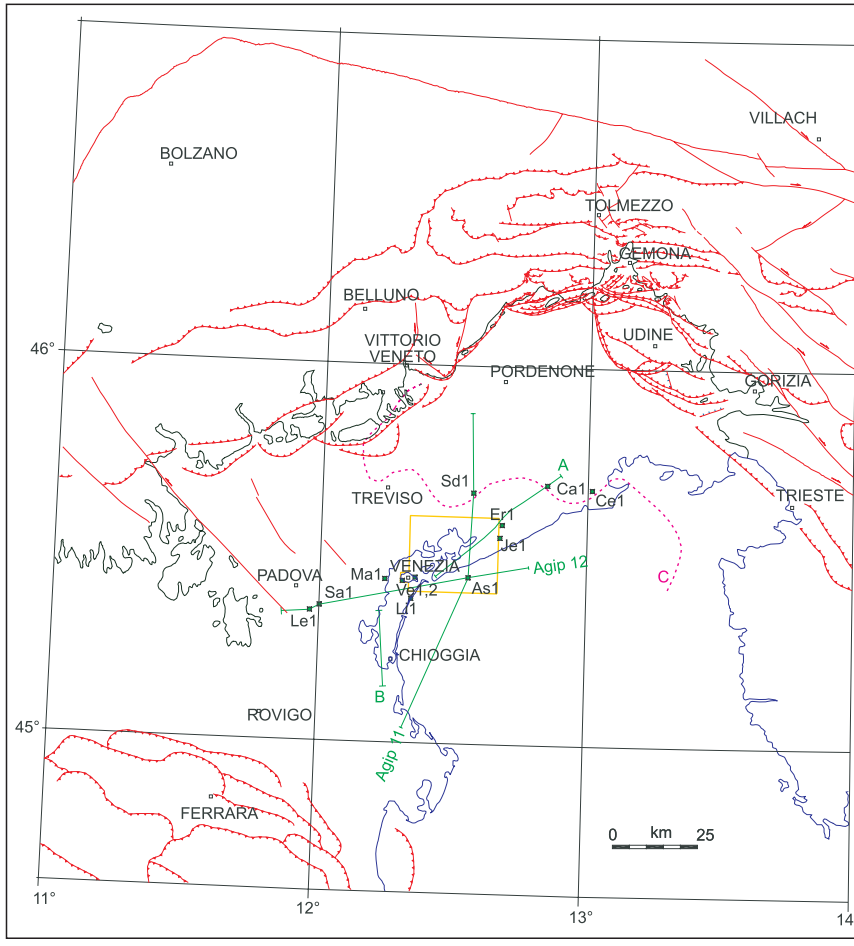


Fig. 2 - *L'area del Foglio "Venezia" nel quadro deformativo neogenico-quaternario, caratterizzato dalla convergenza tra il fronte appenninico e quello sudalpino orientale; quest'ultimo è svincolato cinematicamente, ad ovest dal sistema Schio-Vicenza e ad est da quello di Idrija. Pozzi AGIP: Le1*-Legnaro, *Sa1*-S. Angelo di Piove di Sacco, *As1*-Assunta, *Je1*-Jesolo, *Er1*-Eraclea, *Sd1*-S. Donà, *Ca1*-Caorle, *Ce1*-Cesarolo, *Li1*-Lido, *Ma1*-Marghera*; pozzi CNR: Ve1, Ve2*-Venezia*; tracce di sezioni sismiche a riflessione: A, B; tracce di sezioni geologiche: Agip 11, 12; linea punteggiata C: margine sepolto della Piattaforma Carbonatica Friulana rispetto al Bacino Bellunese, situato ad occidente. I sistemi tettonici attivi - e sismogenici - che circondano l'area veneziana sono, in senso orario: il fronte della catena sudalpina orientale (da Schio alle Prealpi Giulie), il sistema trascorrente destro di Idrija (Slovenia occ.), parte del fronte della catena appenninica settentrionale (Ferrara), il sistema Schio-Vicenza (ad ovest di Padova).*

Il rilievo aereomagnetico ha inoltre individuato un potente corpo di vulcaniti ladiniche (Fig. 3); queste, incontrate anche in altri pozzi profondi nella pianura veneto-friulana e relativo *offshore*, nonché quelle del Permiano inferiore del pozzo *Legnaro 1*, corrispondono a rioliti, daciti ed andesiti con intercalati minori livelli vulcanoclastici e terrigeni: esse rappresentano uno degli effetti del vivace tettonismo estensionale e trascorrente che ha interessato la regione sudalpina orientale nel Permo-Mesozoico.

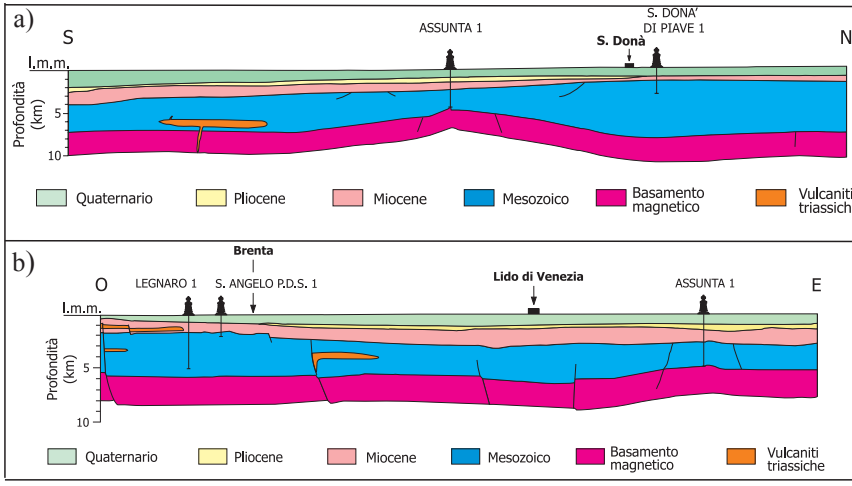


Fig. 3 - *Sezioni geologiche schematiche (da* Cassano et alii*, 1986, modificate), che evidenziano l'alto strutturale raggiunto dal pozzo* Assunta 1 *e la flessurazione crostale pliocenico-quaternaria verso la catena appenninica settentrionale.*

L'architettura deposizionale e gli andamenti strutturali della porzione crostale soprastante, dall'ubiquitaria Dolomia Principale, cui corrisponde un intervallo di relativa stasi tettonica, alle unità quaternarie, sono ben ricostruibili per mezzo della rete di linee sismiche industriali che coprono la pianura veneta e l'Alto Adriatico e che sono state tarate con numerosi pozzi.

Per tutto il Giurassico ed il Cretacico l'aspetto paleogeografico fondamentale è rappresentato dall'instaurarsi, a partire dal Lias, del sistema Bacino di Belluno - Piattaforma Carbonatica Friulana (PCF), in un contesto estensionale e transtensivo legato ai processi di apertura dei bacini della Tetide.

La proiezione in superficie del margine della PCF è indicata in Fig. 2: la posizione è "media", in quanto il margine, ben definito stratigraficamente da una serie di pozzi esplorativi, è stato interessato da ripetute progradazioni e retrogradazioni (Cati *et alii*, 1989). Il suo caratteristico andamento a gradini in pianta evidenzia l'impostazione del sistema Bacino di Belluno - PCF in un quadro tettonico domi-

nato da faglie estensionali a direzione NO-SE, segmentate da faglie trascorrenti o transtensive NE-SO.

Secondo Picotti *et alii* (2002) la PCF si impostò nel Lias sui blocchi meno subsidenti (tasso medio di subsidenza: 0,05 mm/a), con un annegamento marginale al passaggio Lias-Dogger che produsse sottoalimentazione del Bacino, il quale raggiunse allora il primo massimo di profondità. Un secondo e fondamentale picco di subsidenza si ebbe tra l'Oxfordiano superiore ed il Kimmeridgiano inferiore (0,25 mm/a), che determinò una rapida aggradazione di quasi 1 km della PCF ed una corrispondente fortissima sottoalimentazione del Bacino di Belluno, il quale raggiunse una paleobatimetria di circa 1.400 m (Fantoni *et alii*, 2002). Nel Giurassico sommitale - Cretacico inferiore la velocità di subsidenza scese nuovamente fino a 0,02 mm/a, con un tasso di sedimentazione dello stesso ordine di grandezza in bacino (0,01 mm/a).

Questa evoluzione, che continuò nel Cretacico superiore, produsse nella PCF uno spessore complessivo di circa 4 km di carbonati giurassico-cretacici; nel Bacino di Belluno, e quindi nel sottosuolo dell'area veneziana, alla fine del Cretacico si raggiunse una paleobatimetria di oltre 1.200 m, che fu successivamente annullata da depositi paleogenici (Fig. 4).

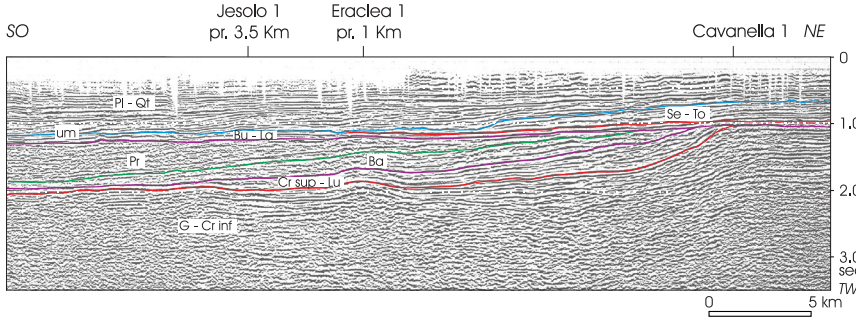


Fig. 4 – *Sezione sismica a riflessione (A in Fig. 2, da Fantoni* et alii*, 2002, modificata) che evidenzia i rapporti fra il margine della PCF e il Bacino di Belluno, le geometrie deposizionali sullo* slope *e il riempimento del bacino prima da parte di successioni emipelagiche del Cretacico sup. – Luteziano (*Cr sup-Lu: *Scaglia rossa, cui si interdigitano potenti corpi detritici risedimentati dalla PCF) e del Bartoniano (*Ba: *Scaglia cinerea), poi torbiditiche (*flysch *di Jesolo) e infine deltizie distali (marna di Possagno) del Priaboniano (*Pr*). Le piattaforme del "Gruppo di Cavanella", qui solo burdigaliano-langhiane (*Bu-La*), progradarono sia sulle successioni eoceniche che sul* top *variamente eroso della PCF. L'andamento della superficie erosionale messiniana (*um*) evidenzia le profonde incisioni fluviali legate all'abbassamento del livello del Mediterraneo nel Messiniano, poi colmate e sigillate dai depositi terrigeni del Pliocene e del Pleistocene (*Pl-Qu*).*

In rapporto all'evento tettonico Dinarico (tardo Cretacico - Eocene medio-superiore), responsabile della strutturazione delle Dinaridi esterne nella regione

dolomitico-friulana (Doglioni & Bosellini, 1987; Poli, 1995; 1996; Poli & Zanferrari, 1995), l'area veneziana si venne a trovare in una situazione di rialzo periferico di avampaese rispetto al sistema di sovrascorrimenti OSO-vergenti del fronte di questa catena, in migrazione verso occidente dall'area slovena occidentale verso quella friulano-dolomitica orientale.

Nel sottosuolo veneziano gli effetti dell'evento Dinarico furono registrati solo sotto forma di variazioni paleobatimetriche e deposizionali, ben evidenti sul settore occidentale della PCF, la quale si estinse in seguito a sollevamento. Ne derivarono processi carsici, documentati in affioramento nelle Prealpi carniche, e profonda erosione subaerea per tutto il Paleogene; quest'ultima continuerà qui anche nell'Aquitaniano durante l'evento Insubrico, quando tale settore diverrà rialzo periferico di avampaese, stavolta per flessurazione verso NNE. L'erosione si è spinta talora fino ai carbonati del Cretacico inferiore, come evidenziato dai *log* dei pozzi *S. Donà di Piave 1* e *Cesarolo 1* (Fig. 2) e di quelli presso il margine prealpino: *Nervesa 1*, *Arcade 1* e *Merlengo 1*.

Al contrario, nel Bacino di Belluno (Fig. 4) lo spazio ereditato dalla subsidenza mesozoica fu colmato durante il Paleogene da depositi progradanti da nord, dapprima emipelagici (Scaglia: Maastrichtiano-Luteziano; Scaglia cinerea: Bartoniano) e quindi da torbiditici distali (prevalenti *mudstone*) fino a deltizi (rispettivamente *flysch* di Jesolo e marna di Possagno: Priaboniano), derivanti dallo smantellamento di rilievi alpini più settentrionali.

Per quanto riguarda l'Oligocene, a parte il settore occidentale dell'antica piattaforma carbonatica mesozoica, non risulta ancora ben definito il quadro paleogeografico e deposizionale per la parte di sottosuolo della pianura veneta fino al piede dei rilievi berico-euganei. Sembra probabile l'instaurarsi di un depocentro oligocenico con depositi terrigeni, vulcanici e vulcanoclastici, delimitato da faglie estensionali ad andamento NO-SE, nel sottosuolo della pianura padovano-vicentina (pozzi *Legnaro 1*, *S. Angelo di Piove di Sacco 1* e *Villaverla 1*: spessori attorno a 700-800 m). E' anche possibile ipotizzare che risalga a questa fase estensionale l'individuazione della faglia Schio-Vicenza e del relativo sistema ora sepolto nella pianura.

Tra la fine dell'Oligocene e il Langhiano anche l'area circumveneziana, come l'intero sottosuolo della pianura veneta orientale e friulana, fu interessata dall'evento Insubrico (Massari, 1990), venendosi a trovare in un ambito di avampaese distale. Una debolissima flessurazione crostale verso nord inferiore a un grado (Fantoni *et alii*, 2002) fu la risposta al carico topografico indotto da lontani sollevamenti in atto nella zona alpina, come testimonia anche la composizione delle areniti (Stefani, 1987).

Il bacino di avampaese si estese lentamente verso SSO, di modo che l'ubiquitario sistema di sottili piattaforme terrigeno-carbonatiche del "Gruppo di Cavanella" (*sensu* AGIP) raggiunse solo nel Burdigaliano l'attuale area costiera

(Fig. 4), sigillando l'antica topografia oligocenica con spessori dell'ordine delle decine di metri contro qualche centinaio nell'area collinare veneto-friulana.

Dal Serravalliano al Messiniano, il veloce avanzare verso SE del fronte della catena sudalpina orientale in forte sollevamento (fase Neolpina principale), determinò la formazione di una avanfossa con depocentro nell'area prealpina veneta orientale e friulana. Il relativo cuneo clastico, potente oltre tre km nelle Prealpi, si assottiglia rapidamente verso la costa adriatica (Fig. 4: 225 m nel pozzo *Cavanella 1*). La composizione dei clasti con forte prevalenza di carbonati evidenzia la provenienza da aree sudalpine (Stefani, 1987).

Un evento di enorme rilevanza anche per il sottosuolo veneziano si verificò nel Messiniano, in risposta all'abbassamento del livello del Mediterraneo. Tutta l'area acquisì condizioni continentali con generalizzati processi erosivi e l'impostazione di un reticolo fluviale che proprio in corrispondenza dell'area veneziana aveva uno dei più vasti e profondi assi di drenaggio – la valle messiniana del paleo-Piave (Barbieri *et alii*, 2004), che si approfondì fino ad asportare parte del "Gruppo di Cavanella" (Fig. 4).

Nel Pliocene inferiore il reticolo fluviale messiniano guidò nell'area veneziana l'ingressione marina, con depositi marino prossimali e poi deltizi siltosi e sabbiosi (pozzi *Jesolo 1* ed *Eraclea 1*: Fig. 4), mentre piccole piattaforme carbonatiche plioceniche si formarono nei settori di rialzo periferico dell'avampaese appenninico (*Lido 1* e *Assunta 1*: Fig. 5), al quale l'area ora appartiene a decorrere dal Pliocene.

In tale intervallo, infatti, e con maggior efficacia nel Quaternario, il fronte appenninico migrante verso NE determina la flessurazione della crosta veneta e friulana (Fig. 6), producendo, nel Pliocene inferiore, un rialzo periferico nell'area

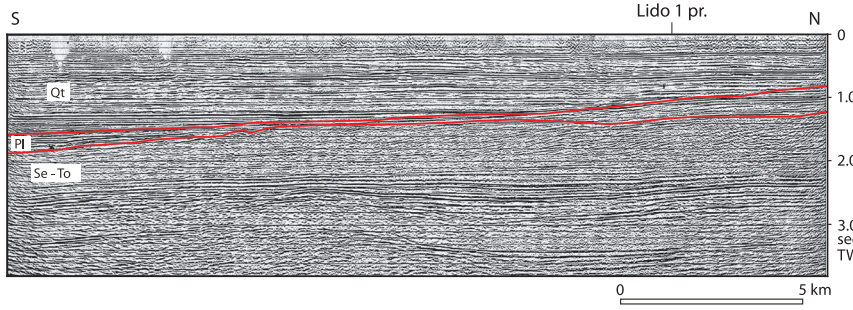


Fig. 5 - *Sezione sismica a riflessione (B in Fig. 2; da Fantoni* et alii*, 2002, modificata) che evidenzia il progradare verso sud delle piattaforme terrigene serravalliano-tortoniane (Se - To) e l'andamento articolato della superficie erosionale messiniana, sulla quale si sono deposte successioni plioceniche terrigene in* onlap *(a sud) o di piattaforma carbonatica a nord. Si noti il cuneo clastico quaternario (Qt) e lo spessore dei sedimenti pleistocenici, talora torbiditici, che risalgono in* onlap *la rampa subsidente dell'avanfossa appenninica.*

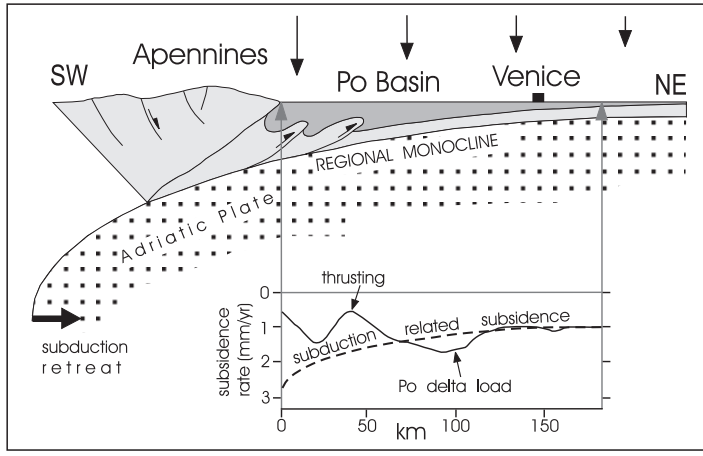


Fig. 6 - *Schema dell'attuale sistema catena appenninica settentrionale - avanfossa padano-veneta, sulla cui rampa d'avampaese è situata l'area lagunare (da* Carminati et alii*, 2003). Nell'inserto è schematizzato l'apporto alla subsidenza lagunare fornito dalla subduzione appenninica, pari ad oltre metà della sua subsidenza totale nel Pleistocene.*

lagunare e successivamente il suo rapido annegamento e l'instaurarsi di condizioni epibatiali. La subsidenza indotta dal carico tettonico dell'Appennino settentrionale ha prodotto oltre metà (almeno 500 m) della subsidenza totale registrata dall'area lagunare nel Pleistocene (Barbieri & Garcia-Castellanos, 2004).

La faglia Schio-Vicenza, che delimita ad ovest la pianura veneta verso i rilievi Lessini-Berici-Euganei e costituisce perciò un elemento fisiografico di forte evidenza, è probabilmente attiva nel Quaternario anche recente (Pellegrini, 1988), essenzialmente come faglia normale con rigetto che si annulla in prossimità dell'area veneziana. Viceversa, le altre faglie estensionali con analoga direzione, sepolte nel sottosuolo della pianura, non sembrano interessare la base del Pleistocene.

La faglia Schio-Vicenza, più volte riattivata in precedenza con differenti cinematiche legate al succedersi nel Cenozoico di campi di sforzi variamente orientati, in particolare nel Neogene è stata lo svincolo fra la catena sudalpina orientale e la regione lessinea meno raccorciata. In rapporto all'evoluzione pliocenico-quaternaria della catena nord-appenninica, essa ha le caratteristiche di una faglia normale a forbice che separa il rialzo periferico dei Lessini da un settore di avampaese che risente ancora, seppur in misura ridotta, dell'evoluzione del fronte sudalpino, che, con il suo carico, contrasta la flessurazione dell'avampaese veneto verso SO prodotta dalla catena nord-appenninica.

Ulteriori lineamenti tettonici di importanza regionale, ipotizzati nel sottosuolo della pianura veneta orientale da vari Autori (Zanferrari *et alii*, 1980a; Zanferrari *et alii*, 1980b; Slejko *et alii*, 1989; Carulli *et alii*, 1990; Castaldini

& Panizza, 1991; Cavallin & Marchetti, 1995), sono stati omessi in Fig. 2, dato che studi specifici mirati ad accertarne l'effettiva presenza e l'eventuale attività sono tuttora in corso.

1.2. - Evoluzione quaternaria

Per effetto della subduzione dell'avampaese sotto il fronte appenninico, il cuneo clastico quaternario si assottiglia gradualmente verso NE, in direzione della porzione settentrionale della pianura friulana, entro la quale è sepolto l'attuale fronte sudalpino. Nella Fig. 7 sono osservabili sia il migrare verso NE dell'*onlap* dei depositi pleistocenici sul substrato pliocenico flessurato verso SE, che l'assottigliarsi a cuneo degli orizzonti pleistocenici stessi.

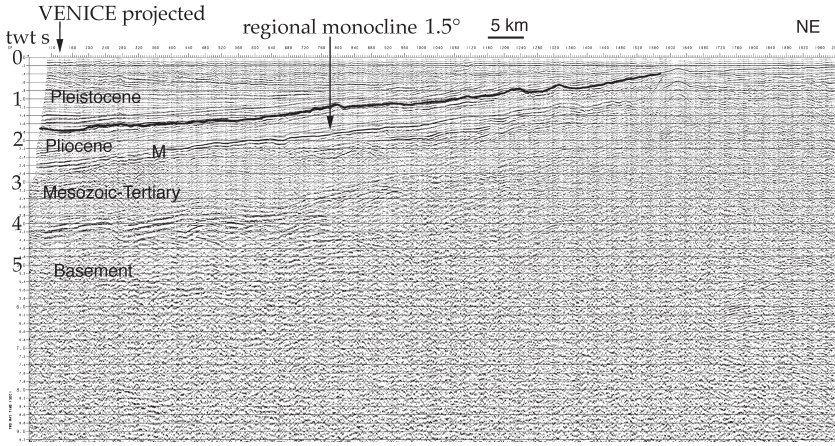


Fig. 7 - *Profilo sismico a riflessione Crop M-18, situato nell'Adriatico settentrionale tra il delta del Po ed il Golfo di Trieste, in cui risalta il cuneo clastico pleistocenico (da* Carminati et alii*, 2003). Sono evidenziati il limite Pliocene/Pleistocene e la superficie erosionale messiniana (M).*

Le conoscenze biostratigrafiche e cronostratigrafiche relative ai depositi profondi dell'area veneziana sono state acquisite fin dagli anni '70 attraverso alcuni sondaggi profondi (*Venezia 1 - CNR*, 947 m, e *Venezia 2 - CNR*, 400 m) eseguiti dal Consiglio Nazionale delle Ricerche (Consiglio Nazionale delle Ricerche, 1971; Favero *et alii*, 1973; Serandrei Barbero, 1975; Favero *et alii*, 1979; Favero & Passega, 1980; Bellet *et alii*, 1982; Müllenders *et alii*, 1996). La successione stratigrafica pleistocenica veneziana è stata recentemente aggiornata, sotto il profilo biostratigrafico e cronologico, Kent *et alii* (2002) e da Massari *et alii* (2004), i quali, attraverso la biomagnetostratigrafia e la stratigrafia del sapro-

pel integrate con l'analisi delle *facies* e delle *biofacies*, hanno condotto ad una precisa ricostruzione dell'evoluzione del bacino veneziano negli ultimi 2,15 Ma, anche allo scopo di correlare, in quest'area marginale, la cronologia continentale con quella definita nei depositi oceanici (Massari *et alii*, 2004). Questa nuova indagine relativa alla sequenza stratigrafica veneziana ha utilizzato diversi approcci, in particolare lo studio dei nannofossili, l'inquadramento magnetostratigrafico della successione ed il confronto con *record* stratigrafici correlati con elementi di astrocronologia.

I risultati di questo studio si possono sintetizzare come segue (Fig. 8). (1) Nel tardo Gelasiano (tardo Pliocene) l'area era una piattaforma molto subsidente, la cui profondità andava diminuendo, approssimandosi così al livello del mare. (2) Nel corso del Pleistocene inferiore, dopo uno *hiatus* avente una durata minima pari a 0,2 Ma e corrispondente a gran parte della Olduvai *Subchron*, la piattaforma sprofondò rapidamente a profondità batiali (biozone da MNN 19a a MNN 19e: da 1,947 Ma a 0,96 Ma); questo intervallo fu caratterizzato da tassi di sedimentazione assai ridotti (meno di 10 cm/ka), rappresentata da fanghi emipelagici intercalati a livelli di sapropel. (3) Durante gran parte del periodo relativo alla biozona MNN 19f (Zona *a Pseudoemiliania lacunosa*, 0,96-0,42 Ma) si depose una spessa sequenza di torbiditi bacinali, come risultato di un cospicuo apporto terrigeno proveniente dal settore alpino sud-orientale. (4) Successivamente, in mezzo alla Chron 1n (Brunhes), una sedimentazione di tipo deltizio, principalmente legata alla progradazione del sistema del paleo-Po, condusse al progressivo riempimento del bacino; questo episodio, che rappresenta la fase costruttiva più importante, si concluse con la prima comparsa di sedimenti continentali, tentativamente correlata con il *marine oxygen isotope substage* (MIS) 8.4. (5) La parte superiore della successione mostra un'organizzazione ciclica, con un incremento verso l'alto di depositi marini marginali e continentali sottoposti ad esposizione subaerea. In questo intervallo l'area veneziana si trovava sotto il livello del mare durante lo stazionamento glacioeustatico alto, ma emergeva durante le successive principali condizioni di stazionamento basso.

Parte delle sequenze stratigrafiche individuate da Kent *et alii* (2002) nei primi 300 m di sottosuolo concorda con la disposizione degli acquiferi/aquitard, il cui modello di sviluppo è stato elaborato attraverso l'analisi e l'interpretazione delle stratigrafie di centinaia di terebrazioni e calibrato, negli anni '70, proprio mediante lo studio del pozzo *Venezia 1 - CNR*. Poiché tali acquiferi/aquitard hanno una buona continuità laterale è stato effettuato il tentativo di estendere le conoscenze inerenti gli eventi deposizionali così individuati anche alle zone limitrofe a tale sondaggio (Brambati *et alii*, 2003). Un esempio è costituito dalla mappa del *top* del 2° acquifero, che potrebbe corrispondere alla tr.3 descritta in Kent *et alii* (2002) (Fig. 9).

Nel corso della trasgressione tirreniana la costa si posizionò a monte dell'attuale, ma non raggiunse le zone su cui attualmente sorgono le città di Padova e Treviso, che pertanto rimasero emerse (Favero, 1987). Poiché la maggior parte

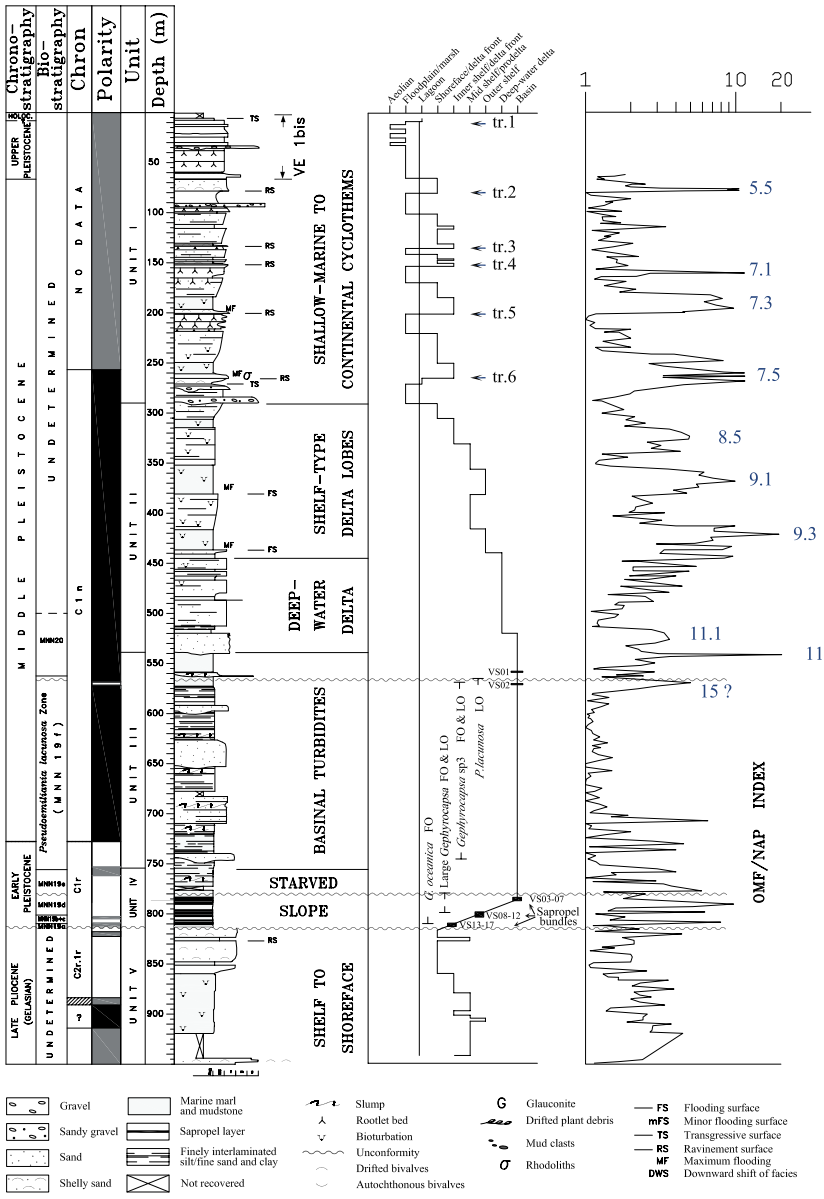


Fig. 8 - *Stratigrafia dei carotaggi* Venezia 1 - CNR *e* Venezia 1bis - CNR, *terebrati nel centro storico di Venezia (da* Massari et alii*, 2004). L'analisi di polarità magnetica è di* Kent et alii *(2002).*

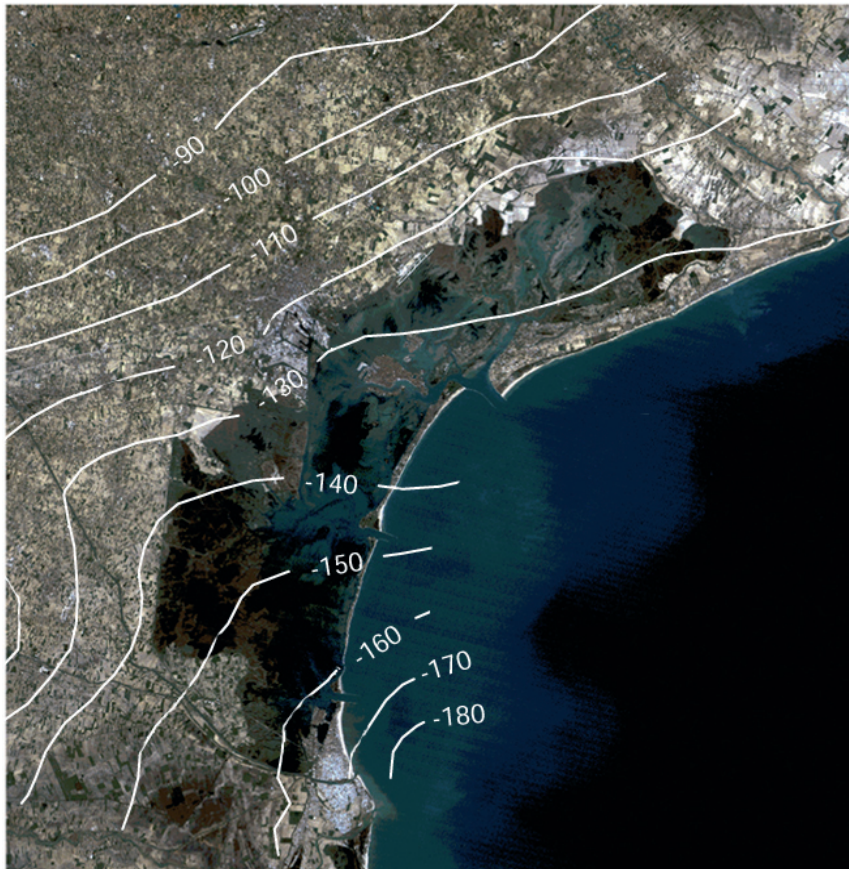


Fig. 9 - *Mappa delle isobate (m s.l.m.) del tetto del 2° acquifero, che potrebbe corrispondere alla tr. 3 descritta in* Kent et alii *(2002).*

delle conoscenze concernenti questo evento è stata ricavata da terebrazioni di pozzi per acqua, i dati di cui si dispone sono quantitativamente scarsi e non sempre di buona qualità. Merita di essere menzionato un sondaggio storico effettuato nel 1934 nei pressi di Correzzola (PD) e spinto fino a 185 m di profondità, relativamente al quale Accordi & Socin (1950) hanno riportato un'accurata descrizione della microfauna e della malacofauna.

Le fonti di informazione aumentano progressivamente procedendo verso i sedimenti superficiali. In particolare le numerose indagini e gli studi multidisciplinari condotti su centinaia di carotaggi effettuati per fini diversi, mediamente spinti fino a 25-30 m di profondità, hanno permesso di documentare in dettaglio gli eventi deposizionali relativi agli ultimi 30.000 anni.

Negli ultimi 30 m di sedimentazione sono registrate tre principali fasi deposizionali, che rappresentano le situazioni ambientali che si sono instaurate nel tardo Pleistocene e nel successivo Olocene, riconducibili alle variazioni globali del livello del mare: i depositi di stazionamento basso (*Lowstand Systems Tract* o semplicemente LST), i depositi trasgressivi olocenici (*Transgressive Systems Tract* - TST) ed i depositi di stazionamento alto (*Highstand Systems Tract* - HST).

Durante la fase di stazionamento basso relativo all'ultima glaciazione (*Last Glacial Maximum* o LGM) il territorio esaminato appariva come una vasta pianura alluvionale solcata da corsi d'acqua, i cui paleoalvei, oggi sepolti o subaffioranti, sono stati individuati mediante indagini sismiche ad alta risoluzione (Stefanon, 1984; Mc Clennen *et alii*, 1997). In questo periodo, poiché il livello del mare era circa 110-120 metri più basso dell'attuale (Mosetti & D'Ambrosi, 1966; Van Straaten, 1967; D'Ambrosi, 1969; Leonardi, 1970; Trincardi *et alii*, 1994; Correggiari *et alii*, 1996a; Correggiari *et alii*, 1996b), la linea di costa era posizionata circa all'altezza di Pescara e quasi coincideva con il bordo della Fossa del Pomo, dove veniva a trovarsi l'apparato deltizio del paleo-Po.

I principali depositi riferibili al LGM sono quelli relativi agli apporti dei fiumi Piave, Brenta, Bacchiglione, Adige e Po, i cui conoidi in aggradazione localmente si sovrapponevano, creando successioni sedimentarie complesse. La mutevole dinamica dei processi di ambiente alluvionale dava origine a gradienti di energia responsabili di complesse organizzazioni latero-verticali di *facies*; pertanto depositi di canale, di piana inondabile e di bacino lacustre e palustre attualmente si rinvengono disposti in sequenze verticali o in eteropia laterale.

Un notevole abbassamento del livello di base, conseguenza del clima glaciale secco e successivamente arido (Bortolami *et alii*, 1977), causò erosione ed approfondimento degli alvei fluviali.

I depositi sommitali di questa fase, datati circa 18.000 anni B.P., mostrano evidenti segni di pedogenesi sviluppatasi in condizioni di esposizione subaerea prolungata; una superficie di discontinuità, che rappresenta una lacuna stratigrafica di ampiezza temporale variabile da 7.000 a 13.000 anni in funzione delle zone, li separa da quelli sovrastanti. Tale lacuna, comprensiva del post-Glaciale e di parte dell'Olocene inferiore, pare principalmente dovuta a scarsità di deposizione e, secondariamente, a locali fenomeni di erosione causati da un'intensa dinamica fluviale (Gatto & Previatello, 1974), quest'ultima rinvigorita dall'aumento delle portate dei fiumi. Pertanto il limite con i successivi depositi olocenici è marcato da una superficie, talora erosiva, al tetto di un'argilla pleistocenica, localmente nota come *caranto*, ritenuta essere da alcuni Autori un paleosuolo, che, per l'esposizione subaerea ed il clima freddo secco, ha subito un processo di sovraconsolidazione. Il *caranto* è stato studiato e descritto in diversi lavori, tra i quali Matteotti (1962), Gatto & Previatello (1974), Gatto (1980; 1984), Tosi (1993; 1994a; 1994b;1994c), Bonardi & Tosi (1994a; 1995a; 1997; 1999; 2000b; 2000c;

2001), Bonardi *et alii* (1997), Brambati *et alii* (2003) e Mozzi *et alii* (2003).

Il *caranto* ha uno spessore variabile da pochi centimetri a 2 m ed è generalmente costituito da limi argillosi o argille limose molto compatti; presenta una colorazione grigia chiara con screziature ocracee e contiene noduli carbonatici aventi diametro pari a pochi millimetri. L'accumulo di tali livelli è avvenuto generalmente nell'intervallo di tempo compreso tra 20.000 e 18.000 anni B.P., anche se non si escludono età più giovani per il limite superiore. Bini *et alii* (2003) e Serandrei Barbero *et alii* (2005b) hanno datato con tecnica AMS (*Accelerator Mass Spectrometry*) piccole radici e frustoli torbosi, dimostrando l'esistenza di superfici vegetate e di saltuari apporti sedimentari nel Tardiglaciale e nell'Olocene inferiore nel sottosuolo del centro storico di Venezia. L'accumulo di tali livelli è avvenuto nell'intervallo di tempo compreso tra 12.000 e 7.000 anni B.P., mentre le datazioni effettuate nei sedimenti sovrastanti indicano che questi ultimi appartengono prevalentemente alla sequenza olocenica medio-superiore (Mozzi *et alii*, 2003). Recenti studi posizionano il processo di pedogenesi e di sovraconsolidazione all'interno della fase corrispondente alla lacuna stratigrafica o di ridotto apporto sedimentario verificatasi tra 14.500 anni B.P. e l'inizio della trasgressione olocenica.

Il *caranto* è un'ottimo livello guida per l'identificazione del limite tra i depositi pleistocenici e quelli olocenici, soprattutto nei settori marino e lagunare orientale, dove è macroscopicamente evidente grazie alle differenti caratteristiche sedimentologiche dei depositi sopra- e sottostanti; al contrario, man mano che ci si avvicina al margine lagunare centrale e si procede verso l'entroterra, la sua individuazione può richiedere determinazioni più approfondite, in particolare nelle situazioni di contatto tra ambienti continentali.

Purtroppo questo livello sovraconsolidato, nonostante abbia estensione regionale e si rinvenga non solo nell'area adriatica, ma anche in altre località costiere del mondo, presenta delle discontinuità laterali più o meno ampie e localizzate. In eteropia con il livello limoso-argilloso di *caranto* sono presenti *facies* costituite da sedimenti marcatamente argillosi di origine lacustre-palustre, non sovraconsolidati a causa delle particolari caratteristiche tessiturali e deposizionali, e da depositi sabbiosi, probabilmente di dosso fluviale, che spesso presentano tracce di pedogenesi e cementazione. Recentemente alcuni Autori stanno adottando la definizione di *caranto* anche per indicare i sedimenti coevi non sovraconsolidati. Infine non sono rare le interdigitazioni con depositi di tipo marino-lagunare che indicano la presenza di paleoalvei o canali riempiti.

Una prima ricostruzione dell'andamento della superficie limite Pleistocene-Olocene in laguna è stata proposta da Gatto & Previatello (1974) (Fig. 10).

Successivi vari aggiornamenti eseguiti da Gatto (1984) e Tosi (1994c) hanno permesso di individuare e caratterizzare questa superficie di discontinuità anche nel settore litoraneo, evidenziandone la variabilità laterale e consentendo l'identi-

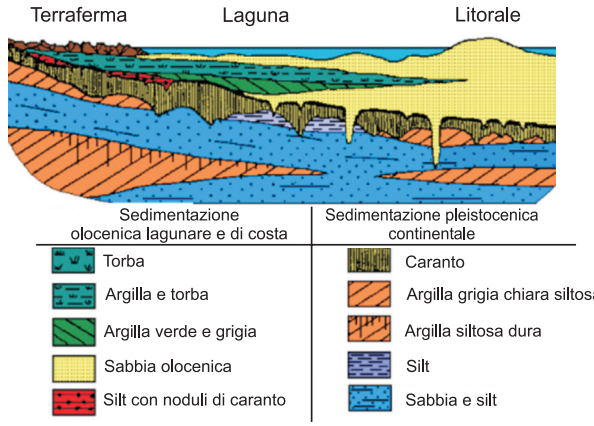


Fig. 10 - *Sequenza stratigrafica tardo-pleistocenica ed olocenica della parte centrale della Laguna di Venezia (dopo Gatto & Previatello, 1974).*

ficazione di due aree depresse separate da un alto morfologico in corrispondenza dell'attuale Bocca di Lido.

Recentemente Brambati *et alii* (2003) hanno realizzato un modello schematico dell'andamento di questa superficie in laguna e nell'area marina antistante, permettendo così di intravedere l'assetto morfologico della paleopianura durante la fase di stazionamento marino basso (Fig. 11).

Durante la fase iniziale della trasgressione olocenica i solchi erosivi fluviali vennero riempiti dalle sabbie trasgressive marine (Fontes & Bortolami, 1973) e si formarono apparati litorali (alle cui spalle probabilmente si svilupparono lagune primordiali) che progressivamente arretrarono verso nord. Locali livelli di limi sabbiosi rimaneggiati di origine incerta, aventi struttura caotica e contenenti brecce di argille pleistoceniche, sono stati definiti di "esondazione" poiché si ipotizza possano essere il risultato di processi dinamici particolarmente intensi (sovralluvionamento fluviale a seguito della deglaciazione o della trasgressione marina). La deposizione trasgressiva, durata circa 5.000 anni, è avvenuta in condizioni di rapido innalzamento eustatico e ridotto apporto sedimentario, accompagnata da un tasso di subsidenza che, stimato mediante radiodatazioni eseguite su materiali organici campionati a varie profondità, poteva raggiungere i 3 mm/anno (Bortolami *et alii*, 1984; Serandrei Barbero *et alii,* 2005a). Con la massima ingressione marina la linea di costa venne a trovarsi all'interno della laguna attuale (Favero & Serandrei Barbero, 1978; Serandrei Barbero *et alii*, 2001; Serandrei Barbero *et alii*, 2002).

Raggiunto l'*optimum* climatico, circa 5-6.000 anni B.P., l'innalzamento eustatico divenne più lento ed iniziò la fase di stazionamento alto, che comportò la regressione deposizionale della linea di costa, favorita dai cospicui apporti solidi

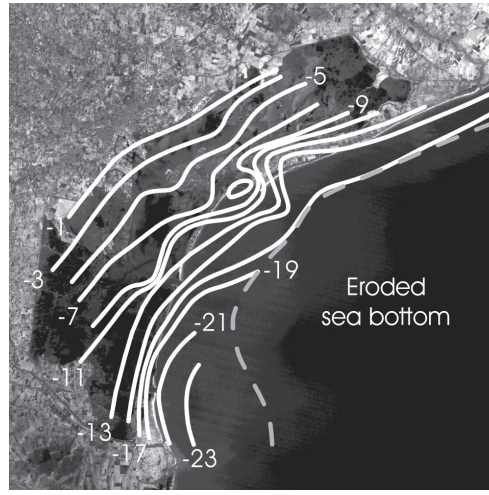


Fig. 11 - *Profondità del livello Pleistocene-Olocene (m s.l.m.) disegnata sulla base di analisi di carote e sismica ad alta risoluzione (da* Brambati et alii, *2003). Questa superficie concorda con il tr.1 di* Kent et alii *(2002). La linea tratteggiata delimita l'area marina dove i depositi olocenici non sono presenti o sono stati erosi.*

dei fiumi Piave, Brenta, Bacchiglione, Adige e Po e da tassi di subsidenza ridotti a valori medi di 1 mm/anno (Gatto & Carbognin, 1981; Bortolami *et alii*, 1984).

Nella fascia di transizione tra il mare e la terraferma cominciarono a svilupparsi ambienti assai più complessi e differenziati rispetto alla situazione precedente, a loro volta caratterizzati da diversi tipi di sotto-ambiente.

Secondo il modello evolutivo della linea di costa proposto da Tosi (1994c) (Fig. 12), realizzato mediante indagini paleoecologiche e radiometriche su sedimenti del sottosuolo litoraneo, nell'area centro-settentrionale sarebbe prevalsa la tendenza trasgressiva marina fino al totale riempimento dell'alto morfologico individuato presso la bocca di Lido; l'aggradazione dei depositi sarebbe legata al graduale esaurimento di un importante ramo fluviale del Brenta, di cui si riconoscono ancora oggi le tracce.

A sud, invece, raggiunta la massima ingressione marina iniziò la progradazione del litorale, favorita dagli abbondanti apporti solidi dei fiumi Adige, Brenta e Bacchiglione, non equilibrati dall'innalzamento eustatico del livello marino. (Fig. 13)

In corrispondenza delle aree di margine lagunare interno, non direttamente interessate dagli apporti detritici, la subsidenza geologica portò all'ampliamento degli specchi d'acqua lagunari verso la terraferma.

Entro la sequenza olocenica, oscillazioni relative del livello marino di entità inferiore sono registrate dalla presenza di eventi deposizionali trasgressivo-

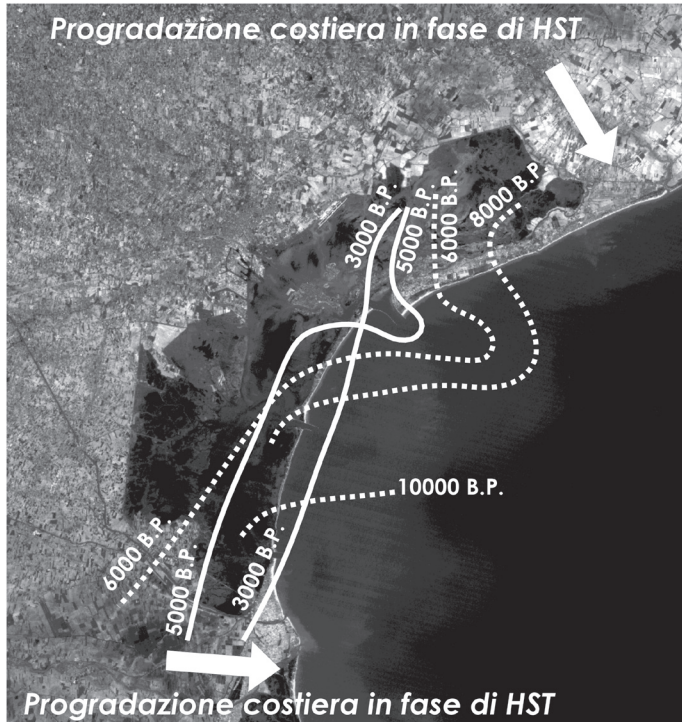


Fig. 12 - *Modello schematico dell'evoluzione olocenica del litorale di Venezia (da Tosi, 1994c, modificata). Le frecce indicano la direzione di avanzamento della linea di costa causata della progradazione delle foci dei fiumi durante la fase di stazionamento alto.*

regressivi secondari, probabili conseguenze di variazioni climatiche minori in grado però di influire sui processi di apporto e di accumulo dei sedimenti e sul fenomeno dell'eustatismo. L'esempio più evidente è il ritrovamento di antiche barene sui depositi lagunari olocenici di stazionamento alto, sulle quali sono stati rinvenuti insediamenti antropici di età romana; seguono nuovamente verso l'alto depositi di ambiente lagunare, nella cui parte sommitale spesso si ripetono evidenze di barena (Serandrei Barbero *et alii*, 1997; Bonardi, 1998; Bonardi *et alii*, 1998; Serandrei Barbero *et alii*, 2004). Il tetto del livello romano coincide con una discontinuità che si estende lateralmente in tutto il comprensorio veneziano e sembra corrispondere a quella già individuata nel Ravennate e qui attribuita al IV-VI sec. d.C., la quale si identifica con una superficie di erosione fluviale correlata lateralmente a dei suoli (Amorosi, 1999; Regione Emilia-Romagna, 1999).

L'evoluzione storica del comprensorio veneziano è stata notevolmente condizionata dagli interventi antropici soprattutto a partire dal 1000 d.C.: le trasfor-

mazioni più evidenti sono imputabili all'estromissione delle foci fluviali dalla laguna, altrimenti soggetta al processo di interramento, in parte per l'aumento degli apporti solidi fluviali, in parte per la diminuzione del tasso di crescita del livello marino. Tali interventi, pur limitando il riempimento del bacino lagunare, ne hanno favorito l'approfondimento e l'espansione verso terraferma, soprattutto perché processi geochimici dovuti alla salinizzazione delle aree deltizie, precedentemente caratterizzate da ambienti dulcicoli, hanno provocato un incremento dei tassi di subsidenza.

Le opere antropiche effettuate nel secolo scorso, quali ad esempio la costruzione delle dighe foranee, hanno notevolmente modificato l'idrodinamica litoranea e lagunare e quindi i processi di risospensione, trasporto e deposizione dei sedimenti.

2. - CENNI DI GEOMORFOLOGIA REGIONALE
(A. Bondesan, M. Meneghel)

Il settore settentrionale della Laguna di Venezia si inserisce nel contesto della pianura veneto-friulana, sulla quale, nel Quaternario recente, i fiumi hanno ripetutamente cambiato percorso a valle del loro sbocco vallivo, interessando aree molto ampie fino a coprire migliaia di chilometri quadrati. Si sono così formati sistemi sedimentari che in pianta presentano una morfologia a ventaglio, cioè ampi e piatti conoidi alluvionali (Cremaschi, 1987; Guzzetti *et alii*, 1997; Castiglioni, 1999); per quelli di maggiori dimensioni si adotta il termine di "*megafan*".

Nell'area veneta e friulana, soprattutto ad est del Naviglio Brenta, i diversi tratti di pianura costruiti dai maggiori fiumi sono ben distinguibili fra loro fino all'attuale linea di costa; in alcuni settori essi sono stati individuati, con buon grado di approssimazione, sulla base di dati geomorfologici, stratigrafici, pedologici, mineralogici ed archeologici (Comel, 1950; 1958; Provincia di Venezia, 1983; Mozzi, 1995; Castiglioni, 1999; Bondesan *et alii*, 2002b; Fontana, 2002).

Nelle zone di interdigitazione tra i maggiori *megafan* esistono i più importanti corsi di risorgiva o di risorgenza carsica, che, con i loro sistemi, hanno occupato le aree depresse d'interfluvio. È questo il caso dei fiumi Corno di Nogaro (tra i *megafan* del Torre e del Cormor), Stella (tra i *megafan* del Cormor e del Tagliamento), Livenza (tra i *megafan* del Tagliamento e del Piave) e Sile (tra i *megafan* del Piave e del Brenta).

Nel Foglio "Venezia" sono rappresentate l'intera laguna nord di Venezia e le propaggini distali dei *magafan* di Bassano (Sistema del Brenta) a NO e del Piave di Nervesa a nord e ad est (Fig. 13).

La pianura che si estende tra il Piave di Cortellazzo ed il Sile, lungo i margini settentrionali della Laguna di Venezia, è interamente compresa nell'ala sinistra

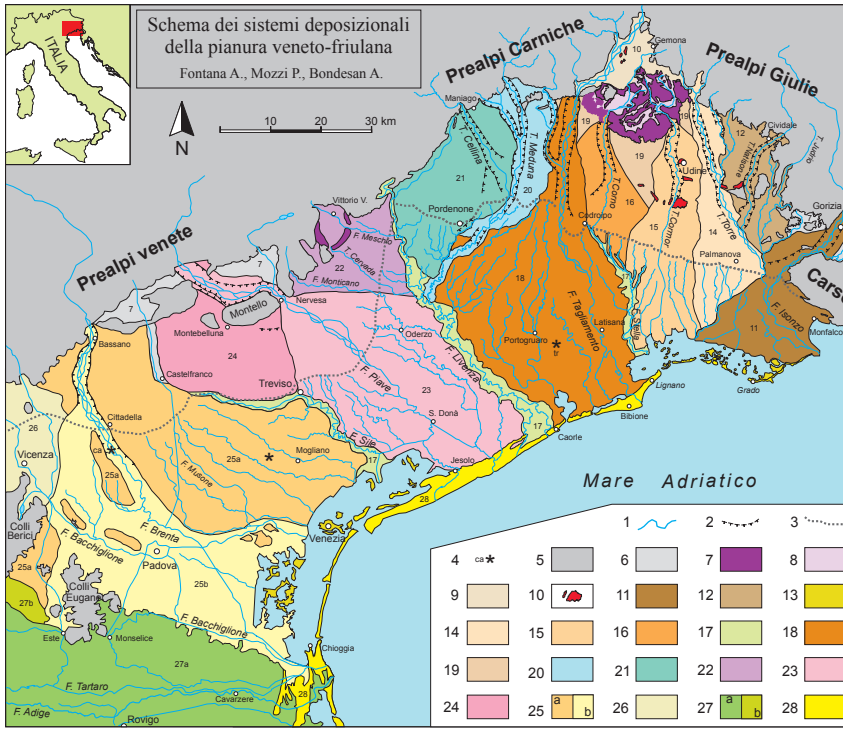


Fig. 13 - *Schema dei sistemi deposizionali della pianura veneto-friulana (da* Bondesan & Meneghel, *2004). Legenda semplificata: 13) isole lagunari; 17) sistemi dei principali fiumi di risorgiva (Stella, Livenza e Sile); 23)* megafan *del Piave di Nervesa; 24)* megafan *del Piave di Montebelluna; 25) sistema del Brenta: a) settore pleistocenico (*megafan *di Bassano), b) pianura olocenica del Brenta con apporti del Bacchiglione; 26) conoide dell'Astico; 27) sistema dell'Adige: a) pianura olocenica con apporti del Po, b) pianura pleistocenica; 28) sistemi costieri e deltizi.*

del *megafan* di Nervesa. La sua genesi è intimamente connessa con le vicende del Piave e gli apporti sedimentari sono interamente da ascrivere a questo corso d'acqua. I principali elementi del rilievo possono essere collegati a diversi sistemi geomorfologici: a) i dossi del Piave che si diramano da San Donà di Piave (Fig. 14); b) gli antichi apparati di foce lungo il litorale (Cap. V-1); c) i sistemi plavensi che si trovano nella pianura tra Sile e Piave, datata, in prossimità della superficie, tra 22.000 e 16.000 anni a ^{14}C B.P. (Fig. 15) (Bondesan & Mozzi, 2002).

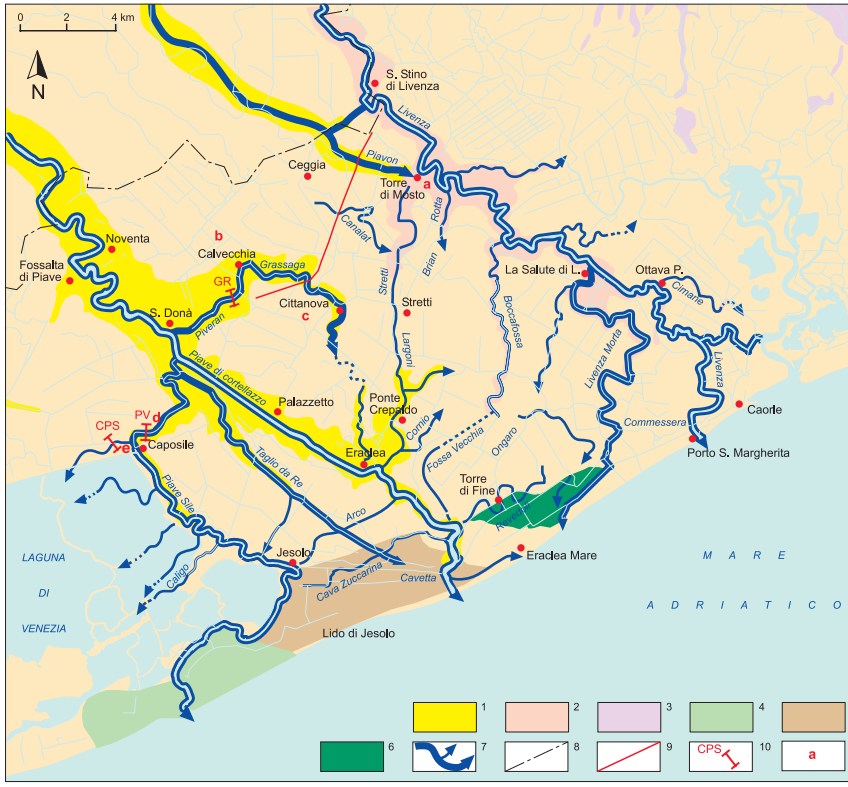


Fig. 14 - *Le principali direttrici di deflusso del Livenza e del Piave (da* Bondesan & Meneghel, *2004). Legenda semplificata: 1) dossi del Piave (Olocene), 2) dossi del Livenza (Olocene), 3) dossi del Tagliamento (Pleistocene); antiche linee di riva del Piave: 4) medievali-moderne, 5) 3200-900 a.C., 6) posteriori al 4500 a.C.; 7) antiche direttrici di deflusso; 8) confine provinciale; 9) Via Annia; 11) datazione al* ^{14}*C: a) 430-650 d.C., b) 5880-5640 a.C., c) 2125 - 1735 a.C., d) 530-680 d.C., e) 1540-1390 a.C.*

2.1. - Megafan del Brenta (Sistema di Bassano)

La pianura compresa tra Sile e Naviglio Brenta ricade nelle propaggini distali del sistema deposizionale tardo-pleistocenico del Brenta, che si allunga verso SE dallo sbocco in pianura della valle del Brenta (Valsugana), presso Bassano del Grappa, fino all'area perilagunare veneziana (Comel, 1964; Castiglioni, 1969; Pianetti, 1979; Pellegrini *et alii*, 1984). L'importante apparato alluvionale è denominato "*megafan* di Bassano". Il momento di ultima aggradazione è da ascriversi all'ultimo massimo glaciale, tra 22.000 e 14.500 anni ^{14}C B.P. (Bondesan *et alii*, 2002a). Quando iniziò a formarsi la laguna, circa 6.000 anni fa, la pianura

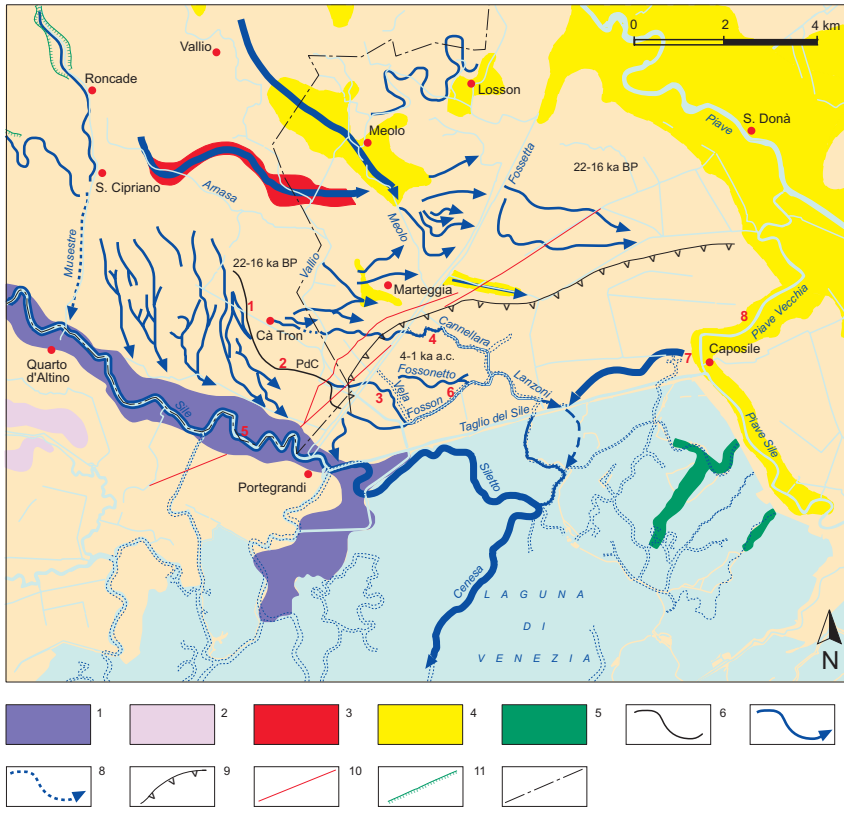


Fig. 15 - *Le principali direttrici di deflusso tra Sile e Piave (da* Bondesan & Meneghel, *2004). Legenda: 1) dosso del Sile (Olocene); 2) dossi del Brenta (Pleistocene); 3) importante paleoalveo pleistocenico; 4) dossi del Piave (Olocene); 5) dossi del Piave in laguna; 6) paleoalveo della Canna (PdC); 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.*

non era dunque più attiva ed è stata passivamente ricoperta dai depositi lagunari. In questo settore distale del *megafan* di Bassano il suolo sviluppato al tetto dei sedimenti pleistocenici 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 (*caranto*) si è conservato sotto i sedimenti lagunari (Gatto & Previatello, 1974; Tosi, 1994c; Mozzi *et alii*, 2003).

Durante l'Olocene gli unici sistemi fluviali attivi sono stati quelli dei corsi d'acqua di risorgiva (Fig. 16).

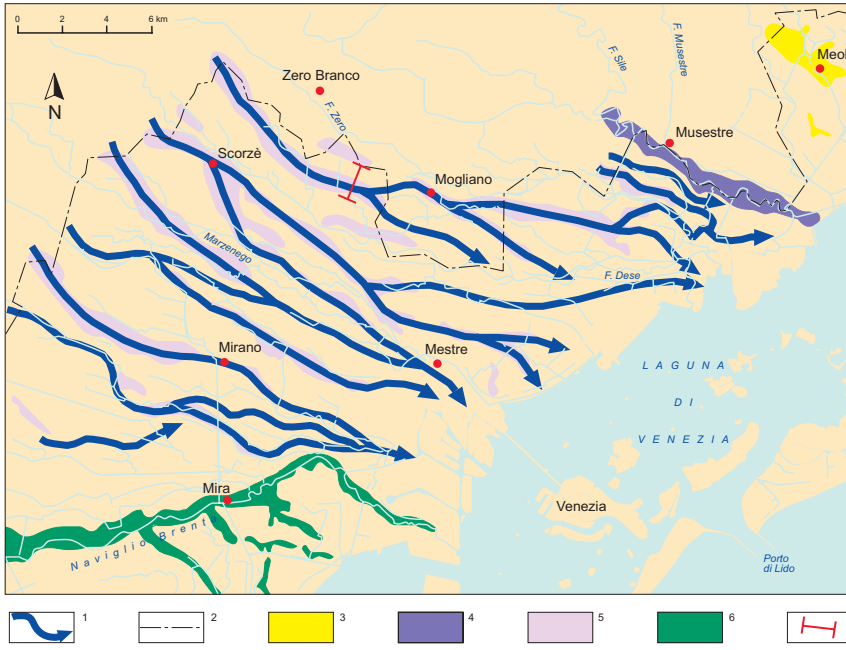


Fig. 16 - *Le principali direttrici di deflusso tardo-pleistoceniche del Brenta, nell'area compresa tra Sile e Naviglio Brenta (da* Bondesan & Meneghel, *2004). Legenda: 1) direttrici di deflusso; 2) confine della provincia di Venezia; 3) dossi del Piave; 4) dosso del Sile; 5) dossi del Brenta (Pleistocene); 6) dossi del Brenta (Olocene); 7) sezione stratigrafica.*

III - IL METODO INTEGRATO DI RILEVAMENTO ED ANALISI

Il rilevamento geologico dell'area costiera veneziana ha richiesto l'utilizzo integrato di varie metodologie di studio: alle indagini in sito sono stati affiancati il telerilevamento ed una serie di analisi multidisciplinari di laboratorio, in particolare di tipo micropaleontologico, mineralogico, geochimico, pollinico e radiocronologico.

I rilievi in sito, comprensivi di osservazioni dirette sul terreno e del prelievo di campioni di sedimento, sono stati realizzati con metodiche talora complesse. Ad esempio per le aree sommerse, spesso caratterizzate da bassi fondali, sono state definite specifiche tecniche di carotaggio manuale adatte a sedimenti aventi varia consistenza e tessitura ed un metodo di indagine sismica ad altissima risoluzione.

Per la determinazione delle principali strutture geomorfologiche affioranti, la fotointerpretazione, l'analisi della cartografia storica ed attuale ed i rilievi topografici e batimetrici sono stati complementari agli studi condotti direttamente sul terreno.

Le basi topografiche usate nel corso del rilevamento sono state le Sezioni della Carta Tecnica Regionale alla scala 1:10.000.

La necessità di definire la distribuzione areale delle varie caratteristiche di depositi particolarmente eterogenei, quali quelli olocenici di ambiente di transizione, ha indotto ad indagare il territorio scegliendo siti disposti secondo una griglia a maglie particolarmente fitte ed a volte irregolari.

Lo studio è iniziato con la raccolta, la revisione e l'omogeneizzazione di dati ed informazioni dedotti da studi pregressi; successivamente sono stati individuati i lineamenti geomorfologici attraverso l'analisi delle fotografie aeree, della cartografia storica e recente e del microrilievo.

Durante l'elaborazione delle carte il momento decisivo è stato quello di definire, caso per caso, il livello caratterizzante l'unità da cartografare, in grado cioè di rappresentarne l'età, l'ambiente deposizionale e la tessitura dei sedimenti riferibili alla "ultima deposizione più significativa" registrata nello spessore di sottosuolo compreso tra il piano campagna e 1,5 m di profondità. Con "ultima deposizione più significativa" si intende il livello di sedimenti, di adeguato spessore, affioranti o subaffioranti in terraferma o nell'area marino-lagunare, che, nel contesto della lettura cartografica, possa permettere non solo di interpretare l'assetto geologico del territorio, ma anche di comprenderne l'evoluzione. Poiché in terraferma i primi 40-50 cm generalmente rappresentano l'orizzonte di suolo lavorato, caratterizzato da tessiture mescolate o da riporti, nel corso della classificazione dei depositi di volta in volta è stata valutata l'opportunità di considerarne la presenza.

1. - I CAMPIONAMENTI

Benché siano state raccolte ed informatizzate migliaia di dati, reperiti da lavori bibliografici e ricerche pregresse e riguardanti le caratteristiche del sottosuolo, si è resa indispensabile l'esecuzione di nuovi campionamenti ed analisi. Infatti, poiché le numerose informazioni disponibili erano quasi esclusivamente di tipo litologico e geotecnico, mentre scarse o assenti erano le segnalazioni relative all'eventuale presenza dei principali indicatori ambientali (quali conchiglie o particolari strutture sedimentarie), non è stato possibile definire in modo preliminare i paleoambienti di deposizione e le unità da cartografare, requisito indispensabile per questo lavoro.

I campioni di sedimento sui quali sono state eseguite le nuove indagini ed analisi per la cartografia geologica possono essere suddivisi in due gruppi. Il *gruppo A* è comprensivo dei campioni ottenuti da carotaggi messi a disposizione dal Magistrato alle Acque di Venezia e dall'Istituto di Scienze Marine (ex ISDGM) di Venezia del CNR; questi carotaggi, pur effettuati nell'ambito di altri progetti, hanno avuto in comune con il CARG lo scopo di caratterizzare il sottosuolo. I campioni del *gruppo B* derivano, invece, dalle campagne di campionamento realizzate esclusivamente nell'ambito CARG e programmate sulla base delle informazioni disponibili fornite dalla banca dati. Tali campagne, condotte nel periodo 2002-2004, sono state finalizzate all'esecuzione di sondaggi a carotaggio continuo più o meno profondi, trivellate e bennate. In Fig. 17 e Fig. 18 è riportata l'ubicazione dei sondaggi dai quali sono stati prelevati i campioni appartenenti rispettivamente al *gruppo A* ed al *gruppo B*.

In aprile/maggio 2002 una prima perforazione, profonda 100 m, è stata eseguita in località Cà Nuova del Comune di Portegrandi (VE) con i mezzi ed il

personale del Servizio Forestale Regionale di Belluno del Dipartimento Foreste ed Economia Montana; il sondaggio è stato completato con un tubo piezometrico per poter effettuare misure di falda. Un secondo carotaggio, terebrato fino a 30 m, è stato effettuato nel settembre 2003 in località Scuderie del Lido dei Lombardi, in Comune di Jesolo (VE). Per migliorare la ricostruzione stratigrafica del sottosuolo, nel luglio-agosto 2004 è stata condotta una nuova campagna di sondaggi profondi da 20 a 30 m, sia in laguna, con l'ausilio del pontone, che a terra.

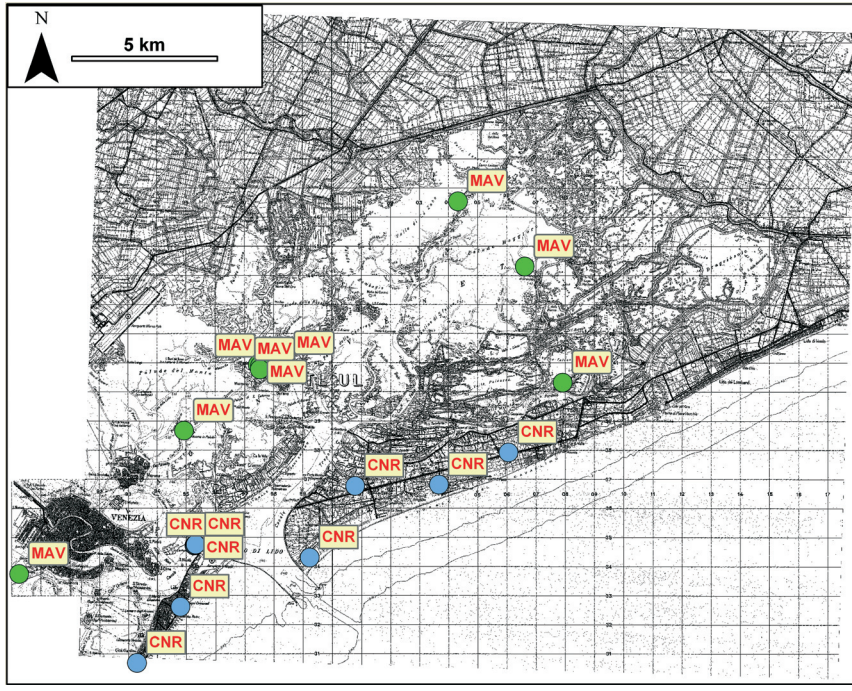


Fig. 17 - *Ubicazione dei carotaggi dai quali sono stati prelevati i campioni del gruppo A. MAV: Magistrato alle Acque di Venezia; CNR: Istituto di Scienze Marine (ex ISDGM) di Venezia.*

Nelle terre emerse i sedimenti affioranti e subaffioranti sono stati estratti anche mediante trivellate manuali, mentre in laguna ed in mare si è operato attraverso carotaggi superficiali e bennate. In particolare, per prelievi nei bassifondi lagunari è stato appositamente creato un carotiere con teste differenti in funzione delle litologie da campionare, per l'estrazione manuale di carote, lunghe 1-1,5 m, direttamente da imbarcazione.

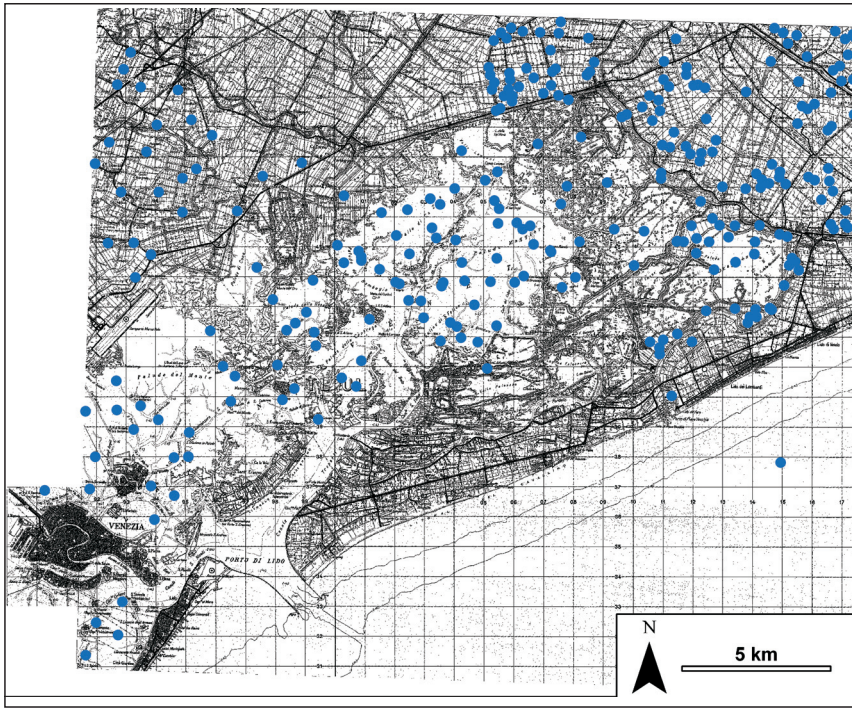


Fig. 18 - *Ubicazione dei nuovi campionamenti CARG (carote, trivellate, bennate).*

2. - INDAGINI GEOMORFOLOGICHE

Per la realizzazione della Carta Geologica si è reso necessario effettuare un accurato studio geomorfologico del territorio, utile all'individuazione dei diversi tipi di ambiente deposizionale, alla distinzione delle varie *facies* ed alla ricostruzione dell'evoluzione tardo-pleistocenica ed olocenica di tutta l'area esaminata.

Le indagini sono state condotte principalmente mediante l'osservazione e l'interpretazione di fotografie aeree, l'analisi altimetrica, il rilevamento diretto sul terreno e studi di carattere sedimentologico; l'esame della cartografia storica ed attuale e della bibliografia esistente ha permesso di definire, in modo preliminare, le caratteristiche geomorfologiche generali dell'area.

Per quanto concerne la fotointerpretazione, sono state osservate numerose immagini appartenenti a serie diverse per scala ed anno di ripresa, analizzando fotogrammi scattati a partire dal 1955 fino al 1999, alcuni a colori, altri in bianco e nero. Parte delle immagini è stata fornita dalla Regione del Veneto e dalla

Provincia di Venezia (Settore Difesa del Suolo), parte, invece, era disponibile presso l'Istituto di Scienze Marine del CNR di Venezia.

Utile al riconoscimento delle caratteristiche morfologiche del territorio è stata l'analisi dei dati altimetrici, relativi alle terre emerse, rappresentativi della topografia naturale del terreno (scartando, invece, quelli presenti in corrispondenza di manufatti o di aree fortemente antropizzate) e di quelli batimetrici dei fondali lagunari e dell'Alto Adriatico. Nelle zone sommerse l'esecuzione di indagini geosismiche ad alta risoluzione con metodo BOOMER ha offerto un valido contributo all'individuazione di lineamenti morfologici subaffioranti o sepolti. E' stata inoltre consultata la Carta Altimetrica fornita dalla Provincia di Venezia, realizzata considerando isoipse equidistanti 0,5 m.

Successivamente, il rilevamento diretto sul terreno e lo studio sedimentologico e stratigrafico dei depositi affioranti e subaffioranti hanno permesso di validare e di dettagliare i lineamenti definiti nelle corso delle precedenti fasi di indagine.

Le caratteristiche geomorfologiche così individuate sono state rappresentate sulla Carta Geologica mediante l'opportuna simbologia semplificata suggerita dal Servizio Geologico Nazionale (ora APAT) per la realizzazione del Progetto CARG.

Inizialmente sono stati tracciati i lineamenti aventi estensione tale da poter essere cartografati alla scala 1:10.000; in seguito, durante l'elaborazione delle carte rispettivamente alla scala 1:25.000 e 1:50.000, sono stati invece riportati solo quelli più evidenti o comunque necessari per poter distinguere le varie *facies*, attribuire le diverse unità ai differenti sistemi deposizionali e ricostruire l'evoluzione geologica del territorio. A tal fine, quindi, si è ritenuto opportuno indicare i dossi fluviali, le tracce dei corsi d'acqua estinti, dei paleocanali lagunari e degli antichi cordoni litoranei e la posizione delle principali antiche bocche lagunari. Altri elementi minori sono stati volontariamente omessi per evitare di rendere confuso ed illeggibile il prodotto cartografico finale.

È bene sottolineare che tutti i simboli geomorfologici sono stati indicati con colori diversi in funzione della genesi delle forme che essi rappresentano.

3. - INDAGINI PALEONTOLOGICHE

Sia nelle aree lagunari che nell'entroterra, i 485 campioni di sedimento di cui è stato analizzato il residuo organogeno (includendo gli 80 campioni prelevati dal sondaggio *CARG5* di cui è stato esaminato il contenuto pollinico) sono stati ottenuti attraverso l'esecuzione di carote, bennate, trivellate e sondaggi. Lo studio delle bennate, delle trivellate e delle carote superficiali, effettuato su un totale di 126, ha fornito indicazioni di dettaglio utili per ricostruire l'evoluzione recente dell'area esaminata, mentre l'esame del contenuto organogeno di 279 campioni di sedimento, provenienti da 13 sondaggi spinti a profondità comprese tra 10 m e

100 m, ha permesso di definire l'evoluzione del territorio su scala regionale e, nei diversi settori del foglio, lo spessore dei sedimenti lagunari. In Fig. 19 è riportata la mappa dell'ubicazione dei sondaggi da cui sono stati prelevati i campioni sottoposti alle indagini micropaleontologiche CARG.

L'analisi della frazione di sedimento granulometricamente inferiore a 0,5 mm è servita alla definizione delle associazioni a foraminiferi bentonici e quindi al riconoscimento dei paleoambienti marini e lagunari, mentre l'esame di quella superiore a 0,5 mm ha permesso di distinguere, ad un primo esame, i gusci di molluschi marini (*Tellina* sp., *Chamelea* sp., *Dentalium* spp.) o lagunari (*Bittium reticulatum* (Da Costa), *Loripes lacteus* (Linnaeus), *Gibbula adriatica* (Philippi)) e di rilevare la presenza di gusci ed opercoli di gasteropodi dulcicoli (generi *Vallonia* e *Valvata*) o tipici degli ambienti di barena emersa, come *Ovatella myosotis* (Draparnaud).

Da ciascun campione sono stati separati circa 20 cm³ di sedimento, che è stato lavato su un setaccio con maglia avente apertura pari a 0,063 mm, asciugato in

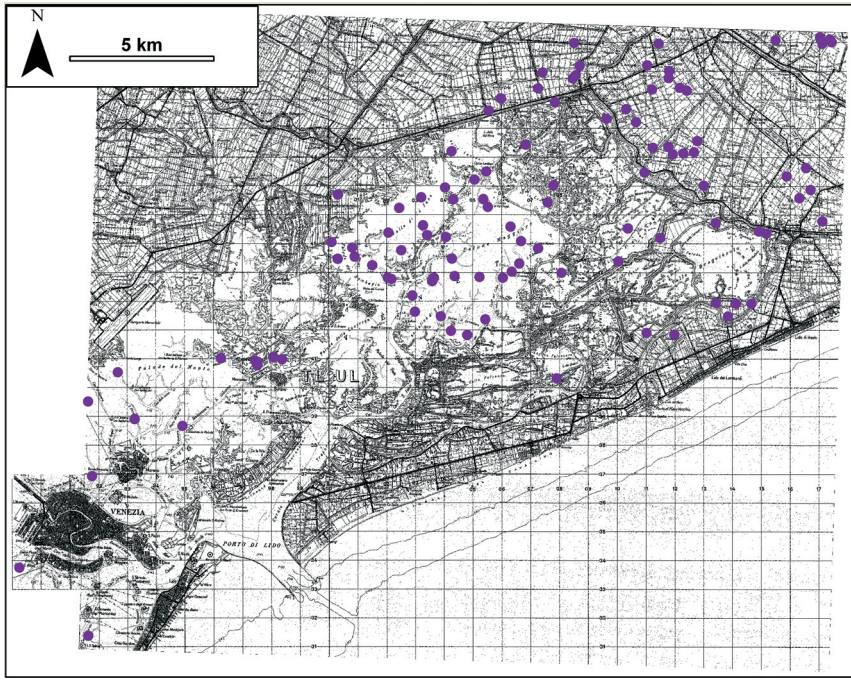


Fig. 19 - *Mappa dell'ubicazione di siti da cui sono stati prelevati i campioni sottoposti alle indagini micropaleontologiche.*

stufa a 50ºC e quindi ripesato per valutare la frazione limosa ed argillosa dispersa dal lavaggio. Il residuo così ottenuto è stato setacciato a secco per separare le frazioni maggiore e minore di 0,5 mm.

La frazione minore di 0,5 mm è stata ulteriormente suddivisa in due frazioni, rispettivamente minore e maggiore di 0,125 mm, quest'ultima successivamente utilizzata per l'analisi quantitativa della fauna a foraminiferi. Tale scelta è stata dettata dalla presenza di numerosi morfotipi di difficile classificazione negli stadi giovanili e dal fatto che negli ambienti marginali, quali la Laguna di Venezia a cui appartiene quasi interamente il Foglio "Venezia", i foraminiferi raggiungono la maturità più tardi rispetto a quanto avviene negli ambienti marini, per lo studio dei quali viene normalmente utilizzata la frazione minore di 0,125 mm. L'utilizzo della frazione maggiore di 0,125 mm ha permesso la classificazione di tutti i taxa compresi in un dato volume di sedimento, come richiesto dall'analisi quantitativa, e, contemporaneamente, il confronto con le associazioni precedentemente identificate, dato che, fin dai primi lavori sulla Laguna di Venezia (Silvestri, 1950; Cita & Premoli Silva, 1967) la frazione inferiore a 0,125 mm non è stata considerata. Le analisi quantitative effettuate, basate su una frazione nota del residuo totale al lavato e su un numero di individui statisticamente rappresentativo (Buzas, 1990; Serandrei Barbero *et alii*, 1997), hanno considerato, secondo le indicazioni di Scott & Medioli (1980) e malgrado il recente criticismo di Murray (2000), l'associazione totale, data dall'insieme della biocenosi e della tanatocenosi ed indicativa delle condizioni prevalenti in una data area (Albani, 1993; Alve, 1995). Infatti la sola biocenosi, capace di identificare modifiche di breve durata, come le saltuarie anossie che si verificano in Adriatico (Pranovi & Serandrei Barbero, 1994), esula dallo scopo di questo lavoro, che cerca una visione di insieme il più possibile integrata. Essa, nell'area interessata dal Foglio "Venezia", è stata ottenuta attraverso l'analisi quantitativa dei campioni esaminati, volta ad ottenere informazioni sulle associazioni faunistiche pregresse confrontabili con i dati disponibili sulle associazioni attuali, di cui sono note abbondanza e distribuzione nelle diverse aree di sedimentazione lagunari e costiere.

4. - INDAGINI CRONOSTRATIGRAFICHE

La cronostratigrafia dei depositi del *Supersintema di Mestre* e del *Sintema del Po* è stata effettuata avvalendosi principalmente del metodo radiometrico ^{14}C tradizionale o AMS (*Accelerator Mass Spectrometry*), in funzione della quantità di materiale organico disponibile.

Inizialmente è stata fatta una raccolta di dati editi (Marcello *et alii*, 1968; Fontes & Bortolami, 1973; Favero & Serandrei Barbero, 1983; Bortolami *et alii*, 1984; Correggiari *et alii*, 1996a; Correggiari *et alii*, 1996b; Müllenders *et*

alii, 1996; Paganelli, 1996a; McClennen *et alii*, 1997; Serandrei Barbero *et alii*, 1997; Schiozzi & Brambati, 2001; Serandrei Barbero *et alii*, 2001; Serandrei Barbero *et alii*, 2002; Bondesan *et alii*, 2002a; Bondesan *et alii*, 2003a; Bondesan *et alii*, 2003b; Mozzi *et alii*, 2003; Serandrei Barbero *et alii*, 2004) ed inediti, che ha portato all'acquisizione di circa 150 analisi radiometriche.

Ove non disponibile la datazione calibrata, è stato utilizzato il programma CALIB REV 4.4.2 (Talma & Vogel, 1993; Stuiver & van der Plicht, 1998; Stuiver *et alii*, 1998), che permette la conversione delle radiodatazioni ^{14}C in anni attraverso il calcolo della distribuzione di probabilità della vera età dei campioni.

Per effettuare la conversione dei dati pregressi è stata usata la curva di calibrazione Intcal98 ^{14}C, che limita la calibrazione tra 0 e 20.265 anni B.P. Questa curva è raccomandata per la maggior parte dei campioni non marini. Essa si basa sulla media decennale delle misure di ^{14}C di anelli di alberi, di scanalature spianate di coralli marini e di varve, con una correzione di riserva di 500 anni per i dati marini più vecchi di 10.000 anni cal B.P.

In seguito, esclusivamente per il Progetto CARG, sono state eseguite 40 radiodatazioni, di cui 17 convenzionali e 23 AMS, calcolando anche il rapporto $^{12}C/^{13}C$ e l'età calibrata (Tab. 1).

Un importante contributo per la distinzione delle unità oloceniche pre- e postromane è stato fornito dai dati provenienti dagli studi geoarcheologici relativi ai livelli antropizzati o naturali. Anche in questo caso le età sono state determinate attraverso le analisi radiometriche ^{14}C sul materiale organico presente nei sedimenti o, in alcuni casi, su pali di fondazione.

Inoltre, per la cronologia relativa delle unità tardo-pleistoceniche ed oloceniche sono stati considerati i rapporti stratigrafici tra i diversi corpi sedimentari affioranti e sepolti e la reciproca disposizione degli elementi geomorfologici antichi individuati nel territorio, quali i percorsi fluviali estinti, gli antichi canali lagunari e le paleolinee di costa.

Per quanto riguarda la cronostratigrafia dei depositi tirreniani, non è stato possibile datare i sedimenti mediante l'analisi del ^{14}C, in quanto la loro età è superiore al limite di applicazione di questo metodo; in tal caso, quindi, si è fatto riferimento alla biomagnetostratigrafia del sondaggio *Venezia 1 - CNR* (Kent *et alii*, 2002; Massari *et alii*, 2004). La loro presenza è stata comunque identificata anche attraverso la palinostratigrafia di una serie di altri carotaggi noti dalla bibliografia (Paganelli, 1996a; 1996b; Calderoni *et alii*, 1998; Calderoni *et alii*, 2000), che hanno consentito correlazioni su scala regionale.

Tab. 1 - *Datazioni effettuate sui campioni CARG.*

Campione	Profondità	Età ^{14}C (anni B.P.)		Metodo	Materiale datato
	(metri dal p.c.)	Convenzionale	Calibrata		
7	-0,67	1280±90	da 1330 a 980	Radiometrica	Sedimento organico
8	-0,45	1220±60	da 1280 a 980	Radiometrica	Torba
51	-0,65	890±40	da 920 a 710	AMS	Conchiglie
63	-0,82	1060±50	da 1060 a 920	Radiometrica	Torba
73	-0,80	3320±40	da 3270 a 3060	AMS	Conchiglie
83	-0,90	2670±40	da 2450 a 2290	AMS	Conchiglie
86	-1,30	2370±60	da 2710 a 2580 da 2510 a 2320	Radiometrica	Sedimento organico
91	-0,65	3020±40	da 2860 a 2730	AMS	Conchiglie
91	-1,20	3670±70	da 4220 a 4210 da 4170 a 3830	Radiometrica	Torba
108	-0,80	2130±40	da 2300 a 2250 da 2170 a 2000	AMS	Conchiglie
108	-1,30	3010±40	da 2850 a 2720	AMS	Conchiglie
119	-0,60	910±40	da 930 a 730	AMS	Conchiglie
119	-1,20	2750±40	da 2940 a 2770	AMS	Conchiglie
144	-1,15	2250±40	da 2340 a 2150	AMS	Conchiglie
Barena A	-0,73	440±50	da 540 a 430 da 360 a 330	Radiometrica	Sedimento organico
D6	-0,27	920±60	da 950 a 700	Radiometrica	Torba
Carg 10	-4,05	580±40	da 650 a 530	AMS	Conchiglie
CARG 9	-3,60	5.060±40	da 5200 a 4840	AMS	Conchiglie
CARG 9	-9,40	6.840±40	da 7170 a 6900	AMS	Conchiglie
CARG 9	-24,10	22.100±110		AMS	Torba
CARG 9	-41,70	3.600±40	da 3260 a 2970	AMS	Conchiglie
CARG 5	8,15	6740±50	da 7360 a 7180	AMS	gusci
CARG 5	-31,20	30.000±280		Radiometrica	Torba
CARG 5	-34,85	>40.730		Radiometrica	Torba
CARG 5	-44,25	>43.250		Radiometrica	Torba
CARG 5	-49,95	>44.620		Radiometrica	Torba
CARG 12	-1,88	2.950±40	da 2770 a 2690	AMS	Conchiglie
CARG 12	-11,47	19.910±120	da 24280 a 22950	Radiometrica	Torba
CARG 12	-22,71	22.520±210		Radiometrica	Torba
OGS 7	-9,75	19.510±150	da 23870 a 22440	Radiometrica	Torba
Lito 17	-16,50	19400±90	da 23600 a 22450	AMS	Frammenti vegetali
Lito 17	-21,20	20950±180		Radiometrica	Torba
OGS 7	-5,85	4680±40	da 4990 a 4820	AMS	Conchiglie
OGS 7	-14,35	21810±100		AMS	Conchiglie
OGS 7	-29,80	36170±750		AMS	Frammenti vegetali
T3	-0,8	14830±80	da 18200 a 17320	Radiometrica	Torba
T7	-1,35	15710±80	da 19240 a 18300	Radiometrica	Sedimento organico
T9	-1,2	17930±80	da 21250 a 20240	AMS	Conchiglie
T15	-1,3	9030±40	da 10230 a 10170	AMS	Torba
T24	-1,7	7970±50	da 9010 a 8630	AMS	Torba

5. - INDAGINI MINERALOGICHE

I dati relativi alla mineralogia, alla geochimica, alla petrografia ed alla tessitura dei sedimenti del comprensorio veneziano forniscono informazioni complementari alle indagini paleontologiche e geomorfologiche per la determinazione degli ambienti di deposizione, della loro dinamica e dei processi genetici e diagenetici che in essi avvengono.

Benché si disponga di numerosi dati pregressi relativi all'area veneziana, questi molto spesso sono stati ottenuti con metodologie diverse durante lo svolgimento di ricerche particolari; pertanto si è reso necessario procedere all'esecuzione di nuove analisi.

Sulla base dell'esperienza acquisita nel corso di studi precedenti effettuati nel comprensorio lagunare veneziano, si è preferito dare maggiore risalto alla caratterizzazione mineralogica rispetto a quelle geochimica e petrografica. Infatti l'utilità delle analisi geochimiche consiste soprattutto nell'identificare la presenza di inquinanti di origine antropica, mentre quelle petrografiche sono meno speditive e poco caratterizzanti i sedimenti in esame.

Per l'analisi mineralogica dei campioni di sabbia è stata usata la microsonda elettronica (EMP) equipaggiata con EDS (*Energy Dispersion Spectrometer*), WDS (*Wavelength Dispersion Spectrometer*) e BSE (*Backscattered Electron Detector*), in quanto offre ottime capacità analitiche, velocità e qualità di analisi non distruttiva. I minerali determinati sono: dolomite, ankerite, calcite, aragonite, quarzo, albite, ortoclasio, clinocloro, muscovite, biotite, enstatite, hastingsite, gesso, laumontite, titanomagnetite, vermiculite e bassanite.

Per grani di dubbia identificazione, o per meglio caratterizzare il campione, sono state eseguite le analisi quantitative (EDS) e qualitative (BSE).

Lo studio della composizione mineralogica dei sedimenti argillosi è stato effettuato sul campione totale, determinando clorite, illite/mica, smectite, quarzo, plagioclasio, K-feldspato, calcite, dolomite, caolinite e minerali argillosi a strati misti; in alcuni casi l'analisi è stata fatta anche sulla sola frazione argillosa (Ø<2 μm). Le indagini sono state eseguite con il diffrattometro a raggi X (XRD) e l'analisi semi-quantitativa è stata ottenuta con appositi *software*.

In Fig. 20 è riportata l'ubicazione dei siti per i quali sono disponibili i dati mineralogici dei sedimenti sabbiosi distinti in dati CARG e dati pregressi, questi ultimi tratti da Venzo & Stefanini (1967), Gazzi, *et alii* (1973), Barillari & Rosso (1975), Barillari (1978; 1981), Donazzolo *et alii* (1984), Perin *et alii* (1997) e Magistrato alle Acque & Consorzio Venezia Nuova (1999).

Altre informazioni sono state dedotte da Albani *et alii* (1989; 1995), Rickwood *et alii* (1992), Albani & Serandrei Barbero (2001) e Ravaioli *et alii* (2003).

Per la determinazione dei bacini di provenienza sono stati utilizzati i riferimenti di Jobstraibizer & Malesani (1973) e di Gazzi *et alii* (1978), nonché le analisi di alcuni campioni prelevati dal letto dei vari fiumi a qualche chilometro

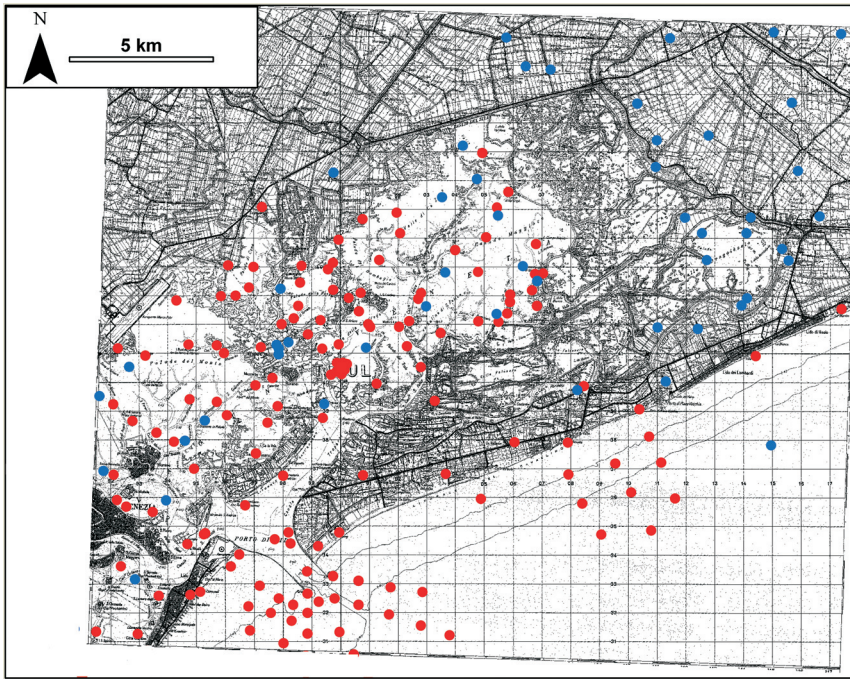


Fig. 20 - *Ubicazione dei siti presso i quali sono disponibili dati mineralogici relativi alla frazione sabbiosa di sedimento. Dati pregressi: cerchi rossi; dati CARG: cerchi azzurri.*

dalle foci. A titolo di esempio, in Fig. 21 e Fig. 22 sono riportati gli intervalli di variazione delle percentuali di alcune specie mineralogiche in relazione ai principali corsi d'acqua che hanno contribuito all'apporto di sedimenti nell'area veneziana.

6. - RILIEVI GEOFISICI

L'area in esame è in gran parte caratterizzata dagli ambienti lagunare e marino poco profondo, ovvero da situazioni che richiedono ingenti risorse per la terebrazione di sondaggi meccanici, i quali, considerando l'eterogeneità dei depositi, dovrebbero essere relativamente numerosi. Il rilievo sismico in acqua è sicuramente uno strumento che fornisce, con costi contenuti, un valido supporto per estendere arealmente le principali informazioni sedimentologiche e stratigrafiche dedotte dagli studi condotti sulle carote.

Per quanto riguarda le aree emerse, è stato effettuato un carotaggio radioattivo (*gamma ray log*) che, integrato con altri effettuati in passato, ha contribuito alla ricostruzione stratigrafica del sottosuolo.

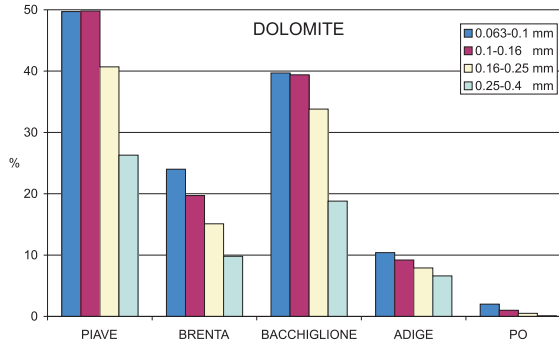


Fig. 21 - *Percentuali medie di dolomite nei sedimenti dei principali fiumi che interessano l'area veneziana (dati in Jobstraibizer & Malesani, 1973).*

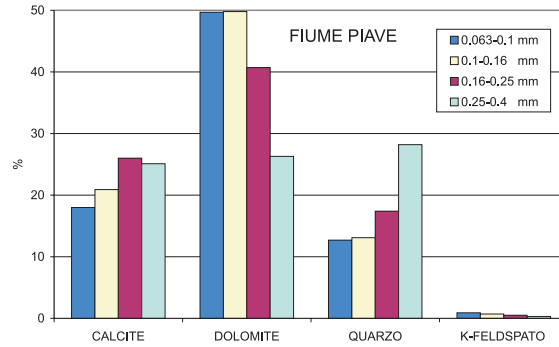


Fig. 22 - *Percentuali medie dei minerali maggiori nei sedimenti del Fiume Piave (dati in Jobstraibizer & Malesani, 1973).*

6.1. - Sismica ad altissima risoluzione
(G. Brancolini, L. Baradello, F. Donda, F. Fanzutti, D. Nieto, J. Centonze)

Per permettere l'identificazione dei depositi tardo-pleistocenici ed olocenici dell'area in esame, si è reso necessario mettere a punto una metodologia in grado di soddisfare due requisiti fondamentali: la risoluzione verticale dell'ordine decimetrico e la necessità di indagare anche in fondali molto bassi, fino a 3-4 m.

L'Istituto Nazionale di Oceanografia e di Geofisica Sperimentale (OGS) di Trieste, congiuntamente con l'Istituto di Scienze Marine (ISMAR) di Venezia, nel periodo 2001-2003 ha condotto un programma di perfezionamento e di applicazione di un sistema di acquisizione sismica ad altissima risoluzione nella Laguna di Venezia e nella zona litorale antistante (Fig. 23).

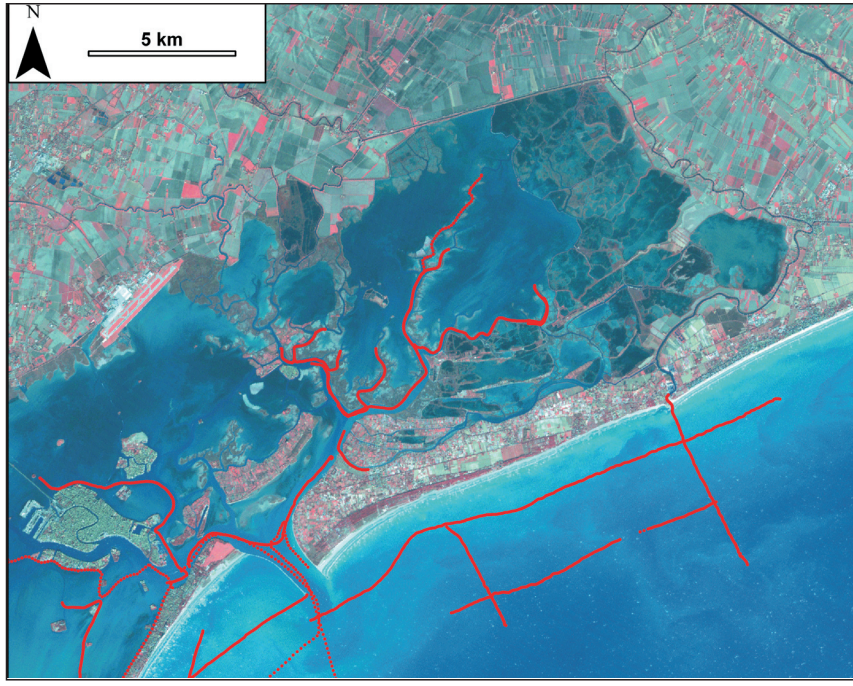


Fig. 23 - *Mappa delle linee sismiche ad alta risoluzione CARG. Sullo sfondo immagine ASTER*

I rilievi sono stati effettuati sia nell'area lagunare che in quella marina. I principali obiettivi sono stati: la caratterizzazione lito-stratigrafica delle *facies* sismiche e la loro attribuzione a precisi livelli stratigrafici mediante calibrazione con sondaggi esistenti (Brancolini *et alii,* 2005; Brancolini *et alii,* 2006); la realizzazione di sezioni sismiche interpretate alla scala 1:10.000 e di sezioni di sintesi alla scala 1:25.000 e 1:50.000, nelle quali si è dato particolare risalto al passaggio tra la deposizione pleistocenica continentale e quella olocenica marino-lagunare ed all'individuazione delle principali strutture sepolte, in particolare paleoalvei, cordoni litoranei e dislocazioni; la mappatura delle isobate del passaggio tra la deposizione pleistocenica continentale e quella olocenica marino-lagunare, alle scale 1:25.000 e 1:50.000.

6.1.1. - *Strumentazione e metodologia*

Per l'acquisizione sono stati utilizzati i mezzi nautici "Litus" ed "Henetus" del CNR - ISMAR di Venezia.

Il rilievo sismico è stato eseguito a traccia singola (monocanale) con sistema di energizzazione composto da un'unità di potenza con uscita 150-450 Joule/shot a 4kV e da un trasduttore elettrodinamico (piastra) montato su catamarano, operante con intervallo di frequenza compreso tra 300 e 2.400 Hz. In condizioni favorevoli è stata ottenuta una risoluzione decimetrica degli strati. Come ricevitore è stato utilizzato uno *streamer* a traccia singola, fissato a traino alla barca e composto da 8 idrofoni preamplificati connessi in serie, per un totale di sezione attiva di 320 cm. I dati sono stati acquisiti da un'unità DELPH II in formato SEGY a 16 bit e visualizzati a *monitor* in tempo reale per permettere il controllo di qualità immediato relativo al segnale riflesso.

Il posizionamento delle linee sismiche è stato effettuato mediante un sistema di GPS (*Global Positioning System*) differenziale con accuratezza in posizione submetrica. I rilievi sono stati condotti mantenendo una velocità di navigazione compresa tra 3 e 5 nodi, in funzione delle diverse condizioni del mare e delle correnti marine, in modo tale da ridurre al minimo le turbolenze ed i rumori di fondo. Gli *offset* orizzontali della sorgente e dello *streamer* sono stati rispettivamente di 5 e 7 m, mentre è stata mantenuta tra loro una distanza laterale pari a 4 m.

Durante le campagne sismiche CARG per la realizzazione della Carta Geologica del settore lagunare del Foglio "Venezia" sono stati acquisiti oltre 150 Km di profili sismici.

Per estendere e completare la ricostruzione della geometria dei depositi olocenici nel settore marino esterno al foglio sono stati utilizzati anche alcuni profili acquisiti nell'ambito di altre ricerche CNR-ISMAR.

6.1.2. - *Elaborazioni*

La sequenza di elaborazione applicata è stata la seguente: bilanciamento del segnale, deconvoluzione, filtraggio passa banda (Tab. 2), ricampionamento dei dati, somma di due tracce adiacenti, ulteriore bilanciamento, *mix* di 6 tracce contigue, *mute*, produzione del *file* grafico per la stampa. In Fig. 24 è riportato un esempio di profilo sismico elaborato.

Tab. 2 - *Filtro passa banda variabile nel tempo utilizzato per attenuare il disturbo.*

	F1	F2	F3	F4
0 ms	400 Hz	800 Hz	2400 Hz	4800 Hz
80 ms	200 Hz	400 Hz	1200 Hz	2400 Hz

Per la conversione della scala verticale in profondità è stata utilizzata la velocità media di 1.550 m/s, molto simile alla velocità dell'acqua. Si tratta di una

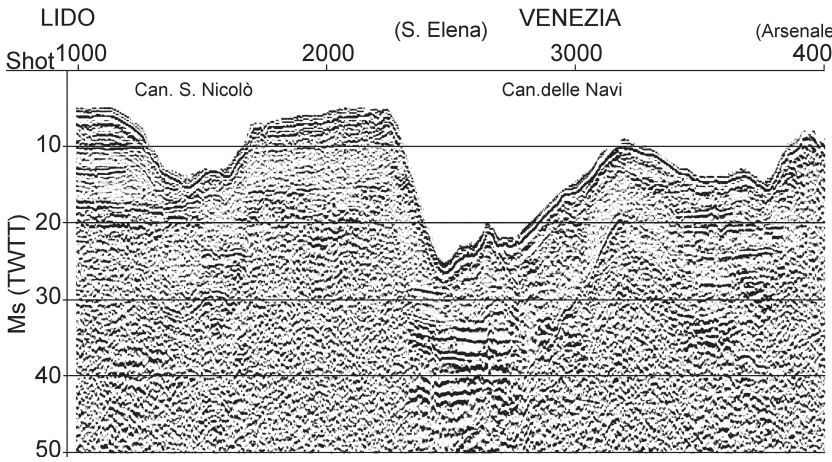


Fig. 24 – *Esempio di profilo sismico.*

stima attendibile, in quanto i sedimenti olocenici sono costituiti in generale da materiale abbastanza fine, non consolidato e saturo di acqua. La velocità sopra indicata permette infatti una conversione sufficientemente corretta tempi/profondità in corrispondenza dei sondaggi noti.

Gran parte delle linee acquisite in laguna è ubicata lungo i canali attuali, dove è stato possibile navigare con il dispositivo sismico al traino. Nei casi in cui il tracciato dei canali si è impostato seguendo la morfologia pleistocenica preesistente, la profondità del limite Olocene-Pleistocene può risultare leggermente superiore rispetto alle aree di argine circostanti.

6.2. - Carotaggi radioattivi

I carotaggi radioattivi, comunemente chiamati "*gamma ray log*", si basano sulla misura in pozzo della radioattività naturale delle rocce e trovano applicazione per scopi litostratigrafici e sedimentologici. Nelle formazioni sedimentarie queste misure forniscono informazioni sul contenuto argilloso presente nei depositi che, per le sue caratteristiche isotopiche, normalmente tende a dare una radioattività più alta rispetto ai sedimenti sabbiosi.

Lo studio idrogeologico del sottosuolo veneziano effettuato negli anni '70, che ha portato alla prima ricostruzione di dettaglio del sistema acquifero profondo, per la correlazione a distanza dei principali orizzonti sabbiosi e argillosi si è avvalso dei carotaggi radioattivi effettuati su alcuni pozzi terebrati a Marghera, Venezia centro storico e Lido (*Marghera 1*, *Venezia 1 - CNR*, *Venezia 1bis - CNR*,

Venezia 2 - *CNR*, *Lido 1* ed altri) (Roccabianca in Consiglio Nazionale delle Ricerche, 1971; Gatto & Favero, 1973; Gatto, 1979).

Questa tecnica è stata utilizzata anche alla fine degli anni '90 per la caratterizzazione lito-stratigrafica del sottosuolo interessato al processo di contaminazione salina dell'area veneziana. In particolare, nell'ambito del Progetto Strategico CNR "Ambiente e Territorio", per acquisire informazioni lito-stratigrafiche in settori dove non erano disponibili stratigrafie accurate, la Regione del Veneto ha effettuato cinque carotaggi radioattivi, in pozzi in disuso, spinti a profondità variabili tra 100 e 280 m (Baglioni & Toffoletto, 1998).

Dato l'esito positivo di queste indagini, nel contesto del Progetto CARG la Regione del Veneto ha eseguito un *gamma ray log* fino alla profondità di circa 100 m nel foro del sondaggio stratigrafico terebrato a carotaggio continuo *CARG 12*, ubicato in località Cà Nuova (Fig. 25).

Esaminando questa registrazione (Fig. 26) si nota la buona correlazione tra i valori massimi di radioattività ed i livelli prevalentemente argillosi e tra i valori minimi ed i depositi sabbiosi.

La calibrazione della registrazione *gamma ray*, eseguita attraverso lo studio lito-stratigrafico di dettaglio sulle carote di sedimenti prelevate durante la realizzazione del sondaggio *CARG 12*, fornisce una base di riferimento per le future indagini idrogeologiche.



Fig. 25 - *Foto della terebrazione del sondaggio* CARG 12 *in località Cà Nuova.*

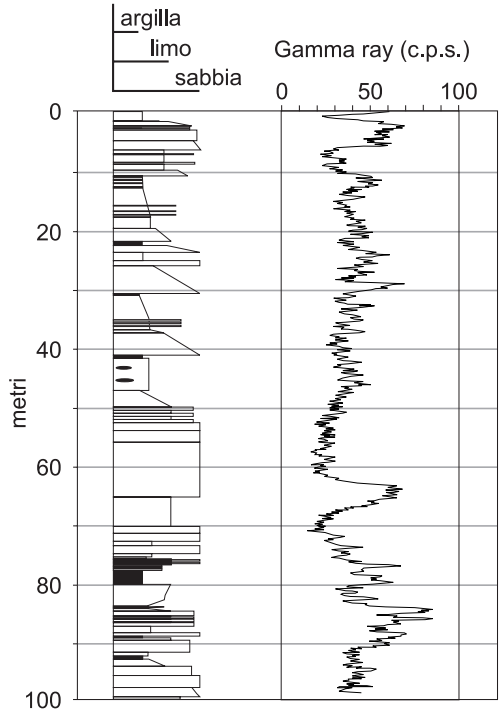


Fig. 26 - *Carotaggio radioattivo effettuato nel foro del Sondaggio* CARG 12*, affiancato alla litologia prevalente dedotta dall'analisi dei campioni.*

7. - BANCHE DATI
(R. Campana)

Nell'ambito del Progetto CARG, la Regione del Veneto ha strutturato una banca dati del sottosuolo, contenente in prevalenza dati relativi ad indagini geognostiche; parte di essi proviene dalla realizzazione di pozzi, trivellate o piccoli carotaggi eseguiti manualmente a piccola profondità, trincee esplorative e prove penetrometriche.

I dati, in parte forniti da vari Enti in base ad accordi di programma o convenzioni (Magistrato alle Acque-Servizio Informativo, Provincia di Venezia, Comune di Venezia, CNR-ISMAR, Centro Agroambientale dell'Agenzia Regionale per la Protezione Ambientale del Veneto-ARPAV, Provincia di Padova, Consorzi di Bonifica, Comune di Chioggia, ENICHEM S.p.A., Soprintendenza Archeologica per il Veneto, Dipartimento di Ingegneria Idraulica, Marittima, Ambientale e Geotecnica e Dipartimento di Geografia dell'Università degli Studi di Padova), sono stati omogeneizzati ed importati nella struttura della Banca Dati Regionale ed eventualmente integrati con informazioni aggiuntive.

La banca dati è sostanzialmente strutturata in quattro tabelle principali (Fig. 27, Fig. 28, Fig. 29), ciascuna delle quali contiene rispettivamente informazioni relative alla fonte ed attendibilità del dato (gruppo a), dati di carattere geografico-amministrativo, quali l'ubicazione del sondaggio, la ditta esecutrice, l'operatore di cantiere e la profondità indagata (gruppo b), metodica d'indagine (gruppo c) e dati tessiturali diretti o interpretati da prove penetrometriche o da indagini geofisiche (gruppo d).

Le informazioni di carattere univoco sono state assegnate a ciascuna indagine raggruppandole in modo omogeneo in tre tabelle principali: la tabella relativa al gruppo a è in relazione 1:1 con quella comprensiva delle informazioni del gruppo b e con quella inerente la metodica d'indagine (c), mentre quest'ultima è in relazione 1:∞ con la tabella contenente le indicazioni di carattere tessiturale inerenti gli strati (gruppo d).

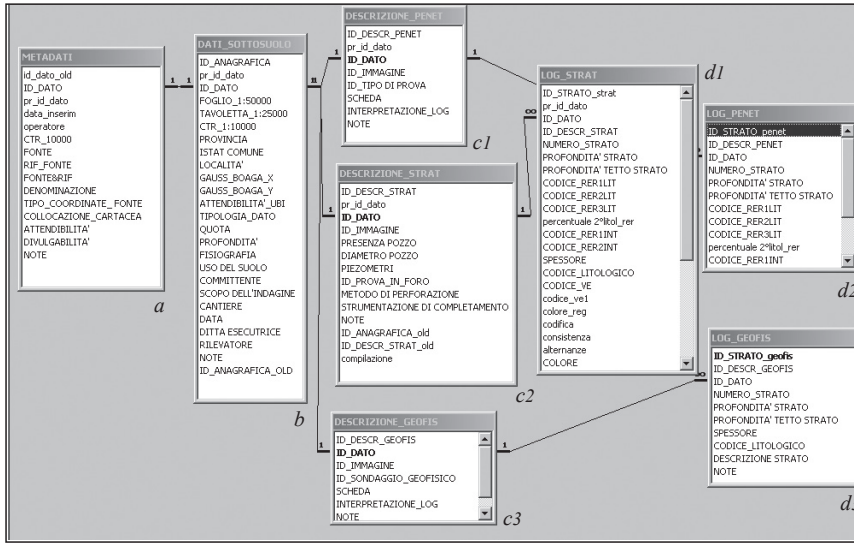


Fig. 27 - *Schema della struttura tabellare e delle relazioni della Banca Dati Regionale: a) metadati; b) dati di carattere geografico-amministrativo; c) metodica d'indagine; d) dati tessiturali dedotti da indagini stratigrafiche (1), penetrometriche (2) e geofisiche (3).*

L'ubicazione di ciascuna indagine è stata riportata in un apposito livello informativo, all'interno di un GIS, in coordinate Gauss Boaga - fuso ovest, proiettando direttamente i dati già informatizzati oppure, per i dati su supporto cartaceo, inserendola a video, previa visualizzazione del riferimento della Carta Tecnica Regionale. Nel caso delle nuove perforazioni, l'ubicazione è stata direttamente inserita nella Carta Tecnica Regionale alla scala 1:10.000.

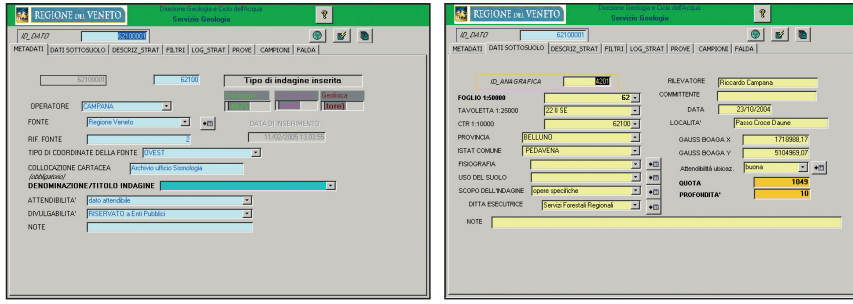


Fig. 28 - Maschere per l'inserimento dei metadati e delle principali informazioni amministrative e di localizzazione dell'indagine.

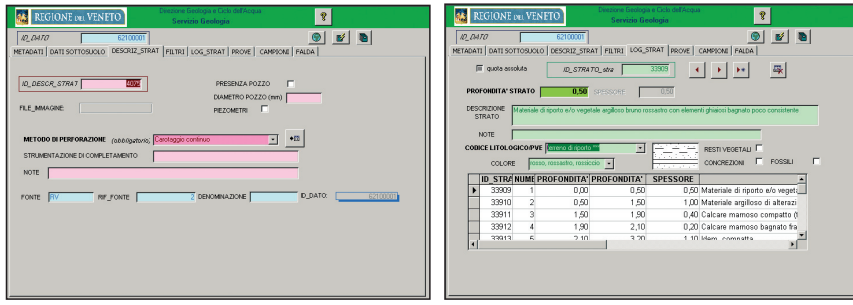


Fig. 29 - *Maschere per l'inserimento delle caratteristiche e metodiche di realizzazione dell'indagine e dei dati stratigrafici.*

Posizionato il punto di indagine, un programma applicativo ha attribuito un numero identificativo all'indagine stessa, le coordinate ed i dati amministrativi e cartografici di riferimento. Tali dati sono stati successivamente caricati dal sistema nei corrispondenti campi e tabelle della banca dati e completati con le informazioni tessiturali.

La consultazione di ciascuna indagine, o di un gruppo di indagini, può essere effettuata selezionando dallo strato informativo i punti di interesse ed esaminando la restituzione in forma grafica alla scala prescelta.

7.1 - Banche dati del Foglio "Venezia"

Per la realizzazione del Foglio "Venezia" è stato raccolto qualche migliaio di dati pregressi, i quali, oltre all'analisi geologica preliminare, hanno permesso la programmazione delle nuove indagini CARG.

Nella banca dati CARG, oltre alle informazioni lito-stratigrafiche, sono presenti anche quelle relative ad analisi di laboratorio, quali le analisi micropaleontologiche, polliniche, mineralogiche, radiometriche e pedologiche.

In Fig. 30, Fig. 31 e Fig. 32 sono riportati alcuni esempi di visualizzazione dei punti di informazione relativi ad indagini litologiche, analisi di laboratorio e rilievi pedologici.

La consultazione della banca dati durante la realizzazione del progetto CARG

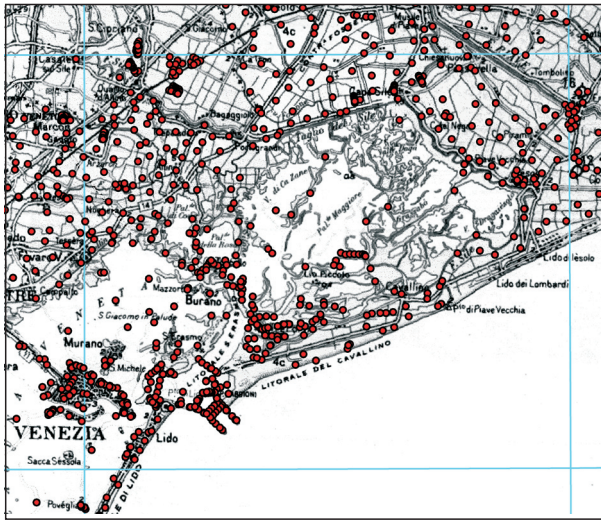


Fig. 30 - *Esempio di visualizzazione dell'ubicazione di alcuni dati stratigrafici pregressi disponibili.*

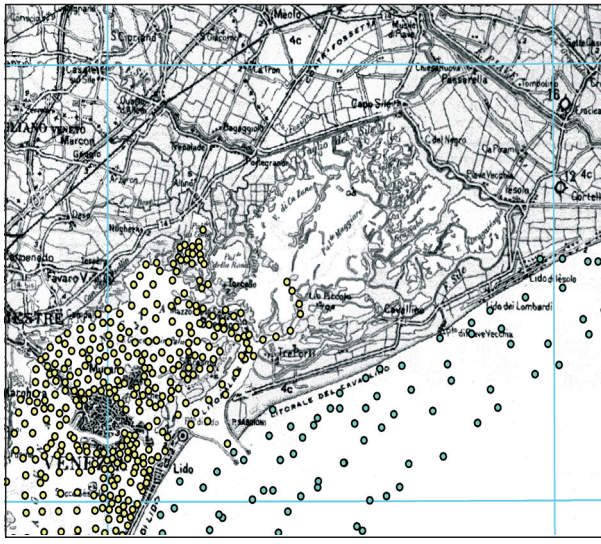


Fig. 31 - *Esempio di visualizzazione dell'ubicazione di informazioni relative ad analisi micropaleontologiche e tessiturali pregresse (dati in* Albani et alii, *1998 e* Albani & Serandrei Barbero, *2001).*

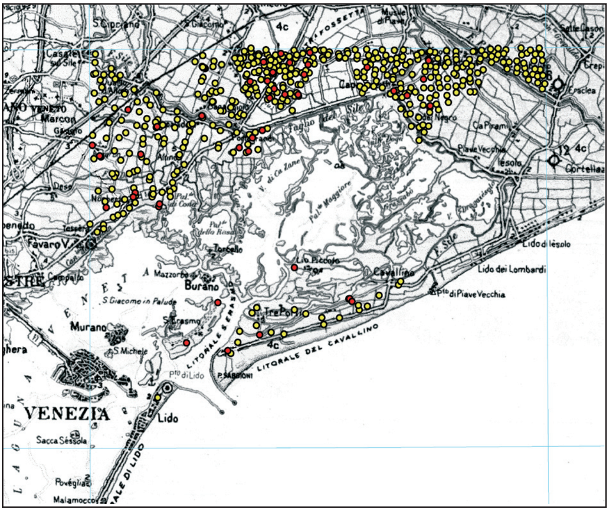


Fig. 32 - *Esempio di visualizzazione dell'ubicazione di informazioni pedologiche pregresse: in rosso profili pedologici, in giallo trivellate manuali.*

ha agevolato l'individuazione delle aree prive o carenti di informazioni per la cartografia geologica. Sulla base delle informazioni pregresse disponibili sono state programmate le nuove campagne di campionamenti e le analisi di laboratorio.

In Fig. 33 è riportato un esempio di visualizzazione di nuove indagini CARG (carotaggi, trivellate, bennate) programmate per integrare le informazioni esistenti.

La banca dati geologici è in continuo aggiornamento, pertanto il numero dei dati inseriti, relativamente al Foglio "Venezia", viene mensilmente incrementato.

A titolo indicativo, a settembre 2004 essa conteneva oltre 430 sondaggi profondi, 590 campionamenti superficiali e 440 trivellate e profili pedologici.

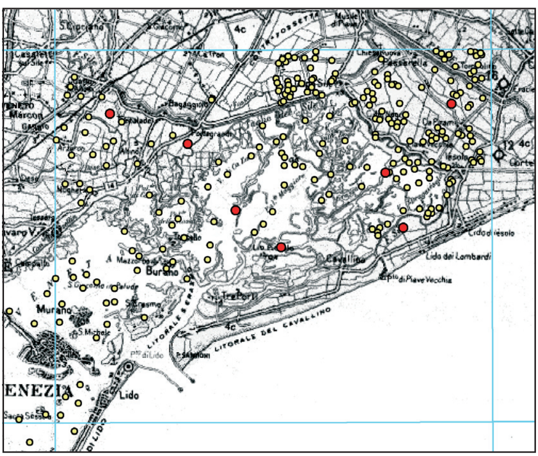


Fig. 33 - *Visualizzazione delle ubicazioni di nuovi campionamenti realizzati per il progetto CARG. In rosso i sondaggi eseguiti a profondità comprese tra 20 m e 100 m; in giallo trivellate e carote che raggiungono profondità pari a circa 1,5 m.*

IV - STRATIGRAFIA

1. - DETERMINAZIONE DEGLI AMBIENTI DEPOSIZIONALI

La determinazione delle associazioni faunistiche, combinata con lo studio delle strutture sedimentarie e geomorfologiche, ha consentito di definire i diversi tipi di ambiente deposizionale.

Nell'ambito della cartografia del comprensorio veneziano sono stati rappresentati quattro principali tipi di ambiente: alluvionale o fluviale, deltizio, litorale e di piattaforma; inoltre all'interno dell'ambiente litorale sono stati distinti i depositi lagunari da quelli di spiaggia.

Tale scelta è stata effettuata per soddisfare le esigenze legate sia alla peculiarità di quest'area di transizione, sia alla necessità di pervenire ad un quadro geologico di sintesi senza perdere informazioni importanti, tralasciando dettagli che avrebbero appesantito la rappresentazione cartografica e che difficilmente si sarebbero potuti estendere ai fogli geologici limitrofi.

Il criterio di classificazione usato si basa sulle indicazioni proposte da Ricci Lucchi (1978).

1.1. - Le associazioni a foraminiferi

Il riconoscimento dei paleoambienti di deposizione, basato sull'analisi delle associazioni a foraminiferi, è stato ottenuto attraverso il confronto con le faune viventi negli ambienti deposizionali attuali. Negli anni '80 e '90 un vasto programma di studio delle zone acquee presenti nel territorio veneziano, condotto

mediante la raccolta sistematica di oltre 700 campioni di sedimento di fondo, ha fornito una descrizione estremamente dettagliata delle associazioni a foraminiferi presenti nelle aree lagunari e nel Golfo di Venezia fino all'isobata -18 m (Albani & Serandrei Barbero, 1982; Serandrei Barbero *et alii*, 1989; Albani *et alii*, 1991; 1998; Serandrei Barbero *et alii*, 1999). Inoltre gli studi sviluppati nella Laguna di Venezia e sulla piattaforma continentale adriatica nell'ultimo decennio hanno fornito ulteriori informazioni sui fattori che controllano la produttività e la distribuzione dei foraminiferi viventi e l'abbondanza dei diversi taxa (Pranovi & Serandrei Barbero, 1994; Donnici *et alii*, 1997; Serandrei Barbero *et alii,* 2003b).

Il confronto con i risultati di uno studio quinquennale svolto nella Laguna di Venezia, attraverso la misura mensile di parametri fisico-chimici (Ramasco, 1991), ha confermato che i principali fattori che controllano la distribuzione delle *biofacies* all'interno della laguna sono il livello di confinamento, rappresentato dal tempo di ricambio secondo il concetto espresso da Guelorget & Perthuisot (1983), l'inquinamento antropico, come ampiamente discusso da Alve (1995), e la presenza di afflussi dulcicoli (Donnici & Serandrei Barbero, 2005).

Un ruolo importante spetta anche alla morfologia, come evidenziato dalla particolare associazione a foraminiferi presente sugli apparati intertidali (Albani *et alii*, 1984; Petrucci *et alii*, 1983; Hayward & Hollis, 1994; Reinhard *et alii*, 1994; Serandrei Barbero *et alii*, 1997; Serandrei Barbero *et alii*, 2004), associazione caratterizzata dalla presenza di *Trochammina inflata* (Montagu), con abbondanza diversa secondo la quota rispetto al livello medio del mare. I fattori di controllo identificati sono indicati nello schema semplificato riportato nella Fig. 34. Essi interagiscono tra loro con livelli e modalità diverse non sempre distinguibili, ma il cui effetto complessivo è rappresentato dalle *biofacie*s presenti nella laguna attuale, riassunte nella Tab. 3.

L'analisi quantitativa di tutti i campioni esaminati ed il trattamento statistico mediante *cluster* analisi (Coefficiente di Pearson) dei dati costituiti dai valori di abbondanza relativa di tutti i taxa presenti in ciascun campione (Sneath & Sokal, 1973), ottenuti raggruppando i campioni caratterizzati dalla stessa *biofacies*, hanno evidenziato l'estensione dei diversi sottoambienti caratterizzati da parametri ambientali simili, fornendo contemporaneamente un termine di confronto a cui riferire le associazioni faunistiche pregresse.

Per la definizione dei paleoambienti si considerano indicativi, con la sola eccezione dell'inquinamento, gli stessi fattori di controllo in atto nella laguna attuale, ottenendo indicazione, dalle associazioni presenti nei sedimenti sepolti, di ambienti lagunari più o meno aperti, di afflussi dulcicoli, di apparati intertidali non più attivi, di canali mareali, di paludi salmastre.

Anche per quanto riguarda l'Adriatico settentrionale, la conoscenza delle *biofacies* attuali e della loro distribuzione (Albani *et alii*, 1998; Donnici & Serandrei

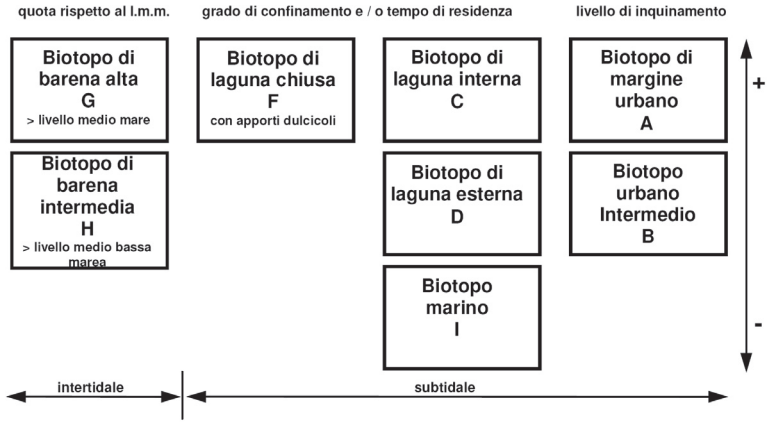


Fig. 34 - *Principali fattori che controllano la distribuzione dei biotopi a foraminiferi bentonici identificati nella Laguna di Venezia (da* Serandrei Barbero et alii*, 2003a, modificata).*

Tab. 3 - *Composizione media delle biofacies identificate nella Laguna di Venezia (bacino settentrionale e settore centrale fino al Canale dei Petroli) e loro rapporto con l'ambiente (da* Serandrei Barbero et alii*, 2003a, modificata).*

Biotopo	A		B		C		D		F	
Laguna Nord	media	min-max	media	min-max	media	min-max	media	min-max	media	min-max
Trochammina inflata (Montagu)	0,2	0,2 - 0,2	0,2	0,2 - 0,2	1,4	0,2 - 13,4	0,3	0,2 - 1,0	0,3	0,1 - 0,5
Haynesina paucilocula (Cushman)	45,6	33,5 - 55,1	30,5	25,6 - 37,1	10,2	2,6 - 25,1	8,2	3,1 - 17,1	17,1	6,3 - 27,3
Ammonia beccarii (Linné)	38,3	32,4 - 42,6	51,0	48,7 - 54,3	59,2	28,0 - 81,2	60,7	43,0 - 73,3	33,2	20,8 - 43,8
Cribrononion granosum (d'Orbigny)	6,0	4,9 - 7,1	8,4	1,7 - 12,5	17,2	1,1 - 43,0	14,6	4,6 - 25,2	39,2	18,7 - 56,1
altre specie	11,6	4,1 - 19,8	10,1	7,4 - 14,0	13,2	1,1 - 27,8	16,4	8,7 - 37,5	10,4	6,1 - 16,7
numero di specie	7		14		49		60		10	
numero di stazioni	4		6		68		100		11	
% area settore lagunare	1,5		2,2		24,9		36,6		4,0	
% area totale lagunare	0,7		1,1		12,2		17,9		2,0	

Biotopo	G		H		I		J		
Laguna Nord	media	min-max	media	min-max	media	min-max	media	min-max	A- Margine urbano
Trochammina inflata (Montagu)		-		-		-		-	B-Urbano intermedio
Haynesina paucilocula (Cushman)		-		-	3,0	0,7 - 5,3		-	C- Laguna interna
Ammonia beccarii (Linné)		-		-	35,1	35,0 - 35,1		-	D-Laguna esterna
Cribrononion granosum (d'Orbigny)		-		-	22,9	11,5 - 34,2		-	F-Laguna chiusa
others		-		-	39,1	25,5 - 52,7		-	G-Barena alta
									H-Barena intermedia
numero di specie					19				I-Marino
numero di stazioni					2				J-Paleodelta
% area settore lagunare					0,7				
% area totale lagunare					0,4				

Barbero, 2002), in relazione alla diversa profondità dell'acqua ed al diverso grado di mescolamento con le acque lagunari o fluviali, ha permesso il riconoscimento dei paleoambienti marini.

Nelle acque costiere prospicienti la Laguna di Venezia possono essere considerate specie chiave *Ammonia beccarii* (Linnaeus) e *Textularia agglutinans* (d'Orbigny): la prima domina nelle acque costiere sottoposte a mescolamento con le acque lagunari uscenti dalle bocche portuali, la seconda, in concomitanza

con la saltuaria presenza di numerosi taxa neritici, è prevalente più al largo, in acque tipicamente marine di piattaforma interna, non direttamente influenzate dai deflussi lagunari o fluviali. Le loro abbondanze relative sono evidenziate nella Fig. 35, assieme al progressivo aumento del numero di specie presenti procedendo verso condizioni francamente marine.

Un discorso a parte merita *Eggerella scabra* (Williamson), le cui massime

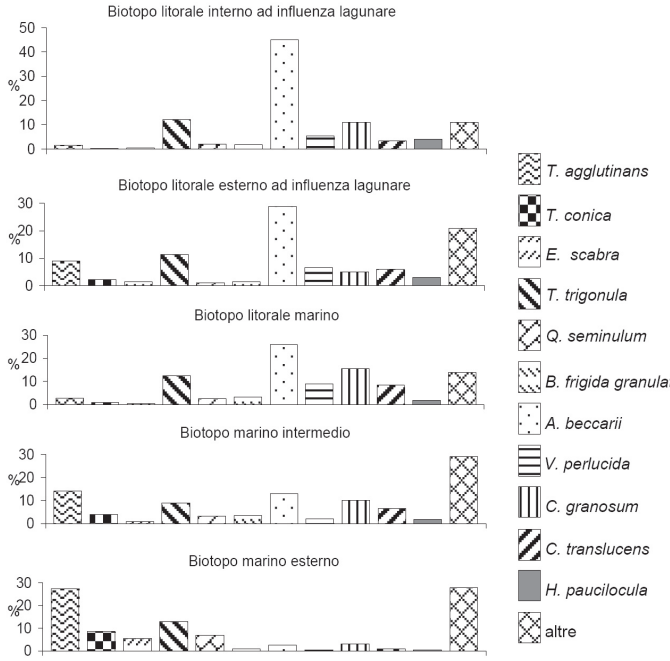


Fig. 35 - *Composizione media dei biotopi a foraminiferi nel Golfo di Venezia fino alla isobata –18 m (da Albani* et alii*,1998, modificata).*

concentrazioni sono state osservate di fronte all'attuale foce del Fiume Po, con valori di abbondanza che si distribuiscono lungo la *plume* di mescolamento con le acque marine e che diminuiscono con l'aumentare della distanza dalla foce (Donnici & Serandrei Barbero, 2002).

La presenza di queste specie chiave e la loro abbondanza relativa, unita al numero di specie presenti nelle associazioni studiate, ha fornito precise indicazioni sui paleoambienti marini olocenici presenti in taluni sondaggi; inoltre ha permesso di caratterizzare le unità marine tirreniane raggiunte con il sondaggio *CARG 12*, rappresentate da un ambiente di piattaforma interna in cui compare un'asso-

ciazione tipica di fondali sabbiosi poveri di nutrienti e scarsamente influenzati dagli apporti del Po e costituita da taxa per lo più non detritivori (Jorissen, 1987).

Infine, gli ambienti deltizi riconosciuti, di delta interno e di prodelta, si caratterizzano per la frazione clastica particolarmente abbondante, mentre le associazioni a foraminiferi, pur contenendo taxa di laguna, di litorale o di piattaforma, sono complessivamente più povere sia di individui che di specie rispetto alle *biofacies* tipiche.

I risultati delle analisi micropaleontologiche, effettuate nell'ambito del progetto CARG sulle carote più significative, e le relative determinazioni dei paleoambienti sono riportati nella tabella in Allegato.

1.2. - Le strutture sedimentarie e geomorfologiche

Gli ambienti deposizionali in esame, a causa delle complesse dinamiche di trasporto e rimescolamento dei sedimenti, risultano caratterizzati da litologie molto variabili e comuni tra loro; inoltre, come spesso accade nelle zone di transizione, non sempre essi sono nettamente distinguibili mediante l'analisi delle associazioni faunistiche. Pertanto è stato fondamentale abbinare alle indagini paleontologiche anche quelle sedimentologiche e stratigrafiche dei depositi e lo studio dei lineamenti geomorfologici.

1.2.1. - *Depositi alluvionali o fluviali*

Nelle aree di pianura alluvionale sono state riconosciute numerose tracce di antichi alvei fluviali, spesso in corrispondenza di dossi variamente rilevati rispetto alle aree circostanti; localmente, inoltre, sono stati individuati ventagli di rotta, caratterizzati dalla presenza di una fitta rete di piccoli canali distributori a sviluppo dendritico.

Dal punto di vista litologico i depositi di canale attivo e di dosso fluviale appaiono costituiti soprattutto da sabbie, sabbie limose e/o argillose e limi sabbiosi, talora contenenti sostanza organica. Nei termini sabbioso-limosi si individuano laminazioni piano-parallele ed incrociate e tasche di erosione.

I depositi di piana inondabile sono invece caratterizzati da granulometrie più fini, limose ed argillose, a volte associate a sostanza organica; rare sono le intercalazioni sabbiose, entro cui si possono anche riconoscere strutture trattive. I limi prevalgono in zone di raccordo tra dossi ed aree interfluviali depresse, mentre le argille sono presenti in bacini di piena ed in settori di piana inondabile situati in posizione distale rispetto al corso d'acqua, dove si verifica soprattutto decantazione di sedimenti in sospensione; corpi argillosi con sviluppo planimetrico na-

striforme rappresentano invece depositi di canale in fase di abbandono. Livelli torbosi sono rappresentativi di *facies* palustri in bacini interfluviali.

I ventagli di rotta sono caratterizzati da sedimenti sabbioso-limosi, aventi pertanto granulometria più grossolana rispetto a quelli che vengono deposti per tracimazione; in essi si riconoscono laminazioni parallele, strutture gradate e spesso anche inclusi pelitici.

In tutti i casi sopra descritti è frequente la presenza di suoli evolutisi in condizioni subaeree.

1.2.2. - *Depositi deltizi*

Presso la fascia di transizione tra la terraferma ed il margine lagunare interno sono stati riconosciuti alcuni apparati di foce di modesta estensione e forma variamente lobata, localizzati in corrispondenza dello sbocco di antichi corsi d'acqua in laguna.

Spesso è stato difficile porre il limite tra depositi deltizi ed alluvionali, dato che il passaggio tra i due diversi tipi di ambiente avviene in modo graduale; in questi casi la distinzione è stata effettuata soprattutto su base geomorfologica e sedimentologico-stratigrafica, considerando cioè la forma dell'apparato di foce, l'eventuale presenza, e relativa disposizione, di canali distributori (da cui a volte hanno avuto origine piccoli ventagli di esondazione) e la geometria dei depositi laddove la disponibilità di sufficienti informazioni inerenti il sottosuolo lo consentiva.

Più agevole invece è stato porre i limiti tra le unità deltizie e quelle lagunari, poiché in questi casi un valido supporto è stato fornito dai risultati delle analisi paleontologiche.

Frequentemente in corrispondenza dei corpi deltizi sono state individuate *facies* palustri di acqua dolce, caratterizzate dalla presenza di depositi torbosi. Inoltre nei bacini interdistributori, dove condizioni di scarsa energia favoriscono la decantazione di sedimenti fini, sono state rinvenute argille ed argille limose, spesso organiche e talvolta bioturbate; esse possono presentare una fitta laminazione e contenere veli di sabbia.

Avvicinandosi ai canali la granulometria dei depositi aumenta progressivamente, pertanto i corpi argillosi sono sostituiti da limi con variabile contenuto di argilla e sabbia, spesso caratterizzati da strutture trattive ben evidenti. Solo in corrispondenza dei canali interdistributori o di piccoli ventagli di rotta si individuano sabbie, sabbie limose e/o argillose, che danno origine a modesti dossi e presentano laminazioni incrociate e piano-parallele o inclusi pelitici, indici di ambienti sottoposti ad energia più elevata.

1.2.3. - *Depositi litorali*

Così come quello deltizio, anche l'ambiente litorale viene considerato "di transizione".

Dal punto di vista geomorfologico, secondo le definizioni proposte da Ricci Lucchi (1978) nel territorio indagato l'ambiente litorale attualmente si identifica con la presenza di una costa complessa in cui la spiaggia si trova al largo, associata ad un cordone sabbioso emerso (lido, freccia litoranea) che costituisce una barriera discontinua tra il mare aperto e la retrostante zona protetta (laguna). In particolare si tratta di un'area di sedimentazione interdeltizia, in cui è presente un sistema di spiaggia-barriera-laguna. A partire dal Pleistocene nell'area veneziana analoghe condizioni si sono ripetute più volte, in seguito agli eventi marini trasgressivi.

Pertanto all'interno dell'ambiente litorale si è ritenuto opportuno distinguere i depositi di spiaggia (intendendo in tal senso quelli di spiaggia emersa, intertidale e sottomarina) da quelli di laguna.

I principali lineamenti morfologici individuati nel corso delle indagini, tracciati sulla Carta Geologica in quanto considerati ottimi indicatori ambientali, sono stati gli antichi cordoni litoranei (per l'ambiente litorale di spiaggia) ed i paleocanali lagunari (per l'ambiente litorale lagunare).

Dal punto di vista litologico i depositi di spiaggia sono in genere rappresentati da sabbie, sabbie limose e limi molto sabbiosi (spesso con laminazione incrociata o contenenti livelli con abbondanti gusci), costituenti cordoni litoranei e sistemi di dune; questi ultimi sono frequentemente caratterizzati dalla presenza di sabbie ben classate. Nei cordoni litoranei frequentemente si osserva una sequenza granulometrica verticale negativa che testimonia l'avvenuta progradazione della spiaggia. Limi e limi argillosi, talora contenenti sostanza organica, sono invece presenti limitatamente in zone interdunali.

I depositi lagunari sono costituiti da sabbie e sabbie limose, deposte in corrispondenza delle bocche lagunari, dei bassifondi e dei canali ad alta energia oppure localizzate in aree prossime al litorale sottoposte a scavalcamento o rottura della barriera (ventagli di *washover*). Spesso sono conseguenza del rimaneggiamento di sedimenti di spiaggia causato dalle correnti idriche lagunari. Limi, limi argillosi e/o sabbiosi, in cui a volte è presente sostanza organica, costituiscono la tipica litologia di bacini lagunari, piane tidali, velme e barene; le frazioni granulometricamente più grossolane si trovano in corrispondenza delle bocche lagunari. Argille, argille limose e/o sabbiose, spesso organiche, vengono deposte in zone caratterizzate da scarsa circolazione idrica e/o tendenza all'impaludamento, mentre le torbe, che frequentemente contengono sedimenti limoso-argillosi (terreni organici), si trovano in corrispondenza delle aree palustri presenti presso la fascia marginale lagunare prossima alla terraferma, in zone di retrobarra e tra successi-

vi cordoni litoranei. Sottili stratificazioni e fitte laminazioni si distinguono nelle sequenze granulometricamente più fini. I depositi lagunari, inoltre, appaiono in genere bioturbati.

Talora all'interno delle sequenze tipicamente lagunari si individuano orizzonti caratterizzati dalla presenza di chiazze di ossidazione bruno-rossastre, concrezioni, aggregati limoso-argillosi e resti vegetali che spesso conservano l'originaria posizione di crescita: trattasi di indicatori di barene generate per emersione di fondali lagunari precedentemente sommersi.

1.2.4. - *Depositi di piattaforma*

Nell'ambiente di piattaforma non sono stati individuati particolari indicatori geomorfologici.

In esso sono stati riconosciuti depositi di mare basso (depositi di *offshore*), in cui i sedimenti fini sono risultati prevalenti.

2. - PALINOSTRATIGRAFIA DEL SONDAGGIO *CARG 5* (*BH2*)

(R. Bertoldi, G. Canali)

Lo studio micropaleobotanico ha lo scopo di contribuire alla ricostruzione delle vicende paleovegetazionali, paleoclimatiche e paleoambientali dell'area veneziana (Favero *et alii*, 1973; Favero *et alii*, 1995; Serandrei Barbero, 1975; Favero & Serandrei Barbero, 1983; Paganelli, 1996a; 1996b; Bondesan *et alii*, 1999; Serandrei Barbero *et alii*, 2001; Serandrei Barbero *et alii*, 2002; Massari *et alii*, 2004) e di fornire un quadro palino-cronostratigrafico di riferimento per buona parte del Pleistocene superiore attraverso la correlazione con altri sondaggi (Müllenders *et alii*, 1996; Serandrei Barbero *et alii*, 2005b).

Il sondaggio *CARG 5* (*BH2*), profondo 52 m rispetto al livello medio del mare, attraversa la successione sedimentaria olocenica (*Sintema del Po*) e la parte superiore di quella tardo-pleistocenica (*Supersintema di Mestre* e forse il tetto dell'*Unità di Correzzola*); sui depositi si è resa in parte possibile una verifica cronostratigrafica mediante analisi ^{14}C (Cap. III-4).

Per lo studio palinologico sono stati scelti complessivamente 80 campioni provenienti dai vari livelli limoso-argillosi, più o meno sabbiosi e torbosi, presenti nell'intero carotaggio.

I valori percentuali dell'analisi microscopica sono riportati nel diagramma sintetico di Fig. 36 in cui i vari taxa sono raggruppati in base al loro significato cronologico-ambientale e climatico in cinque diversi gruppi vegetazionali: Querceto (comprendente latifoglie temperato-calde ed in particolare *Quercus*

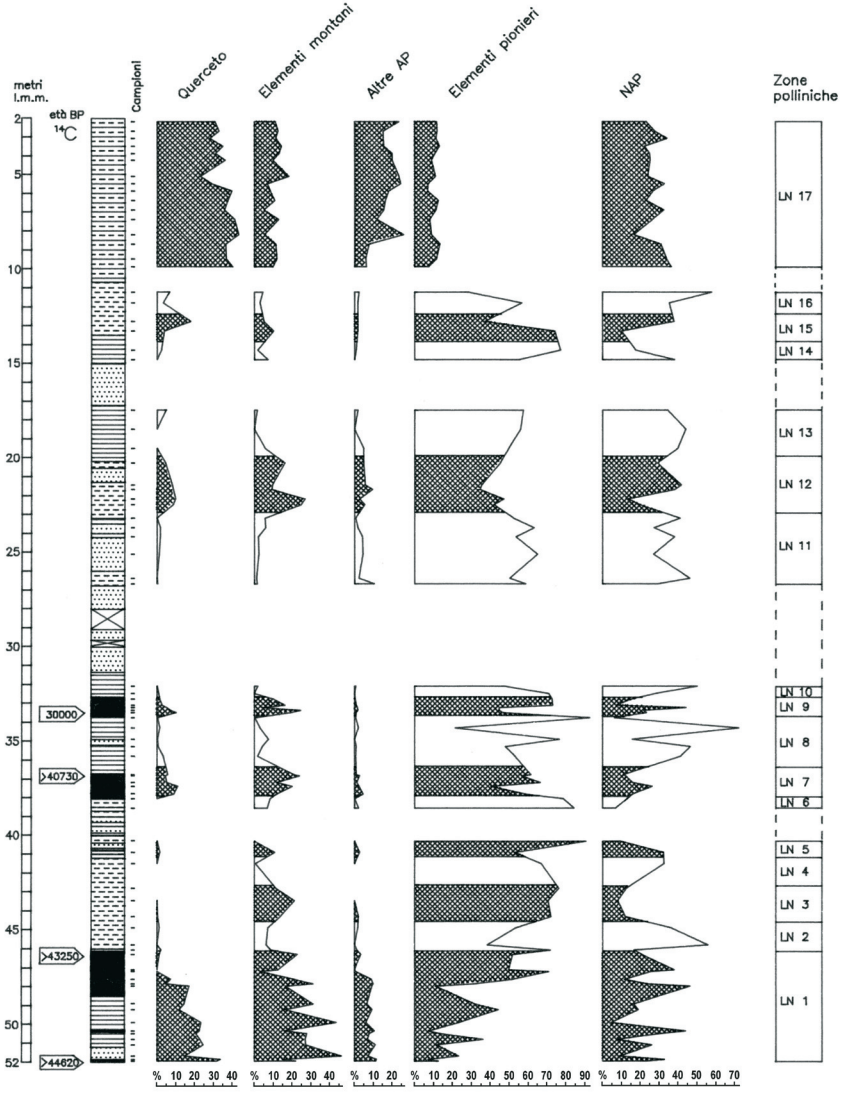


Fig. 36 - *Diagramma pollinico sintetico del sondaggio* CARG 5 *espresso attraverso cinque raggruppamenti vegetazionali.*

come elemento principale), Elementi montani (*Fagus, Abies* e *Picea*), Elementi pionieri (soprattutto *Pinus*, talora con apprezzabili valori di *Betula* e sempre scarsi valori di *Juniperus* ed *Hippophae*), Altre AP (altre piante arboree non signifi-

cative climaticamente, di solito indici di condizioni edafiche locali: *Salix, Alnus*, cf. *Populus*, Caprifoliacee, etc.) e NAP (sommatoria delle piante non-arboree, prevalentemente erbacee). In esse spiccano anzitutto le Gramineae, taxa erbacei di ambiente arido/alofilo come *Artemisia*, Chenopodiacee, *Armeria* con sparute *Ephedra*, piante di ambienti più o meno drenati (Compositae varie, *Heliantemaum* ed altre Cistaceae, Cruciferae, Leguminosae, etc.); scarse e discontinue sono invece le Igro-Idrofite.

Complessivamente è stata evidenziata una sessantina di taxa pollinici differenti, suddivisibili circa in parti uguali fra piante arboree (AP) e piante non-arboree (NAP). La flora risulta di tipo moderno, caratteristica oggigiorno dell'Italia settentrionale, eccetto sparuti resti di *Carya* e *Pterocarya* rinvenuti nei livelli basali del profilo.

Tutte le curve polliniche mostrano vistose fluttuazioni positive e/o negative, in parte concordanti ed in parte in opposizione, oscillazioni significative da un punto di vista paleoambientale, che permettono di riconoscere, nella sequenza pollinica, diciassette zone, da LN 1 a LN 17, tutte con prevalenza delle AP sulle NAP.

Nella successione vegetazionale sono chiaramente individuabili le zone polliniche (retinate) caratterizzate da significativi valori percentuali dei raggruppamenti esigenti (Querceto ed Elementi montani), alternate con fasi a sola dominanza degli Elementi pionieri, ma con NAP in espansione.

Fra le prime si distinguono chiaramente quelle situate alla base ed alla sommità del diagramma, che sono anche le più dilatate (LN 1 e LN 17 rispettivamente): in esse dominano nettamente gli elementi temperato-caldi e/o temperato-freschi, mentre il raggruppamento a *Pinus* è più o meno contenuto. Esse corrispondono a fasi forestate importanti, dove le concentrazioni polliniche raggiungono i loro valori più elevati a testimonianza dell'esistenza di un ricoprimento forestale più o meno compatto.

In particolare la zona pollinica più antica (LN 1) coglie la porzione medio-superiore di una fase temperato-calda, all'inizio contrassegnata da alti valori di latifoglie e di elementi montani che vanno progressivamente rastremandosi a tutto vantaggio degli elementi pionieri, i quali, da valori iniziali estremamente contenuti, aumentano progressivamente fino alla dominanza. La zona pollinica più recente (LN 17) è caratterizzata dalla prevalenza costante del Querceto, seguito dal raggruppamento degli elementi montani e dalle altre AP, mentre il raggruppamento del *Pinus* mostra valori sempre modesti.

Il lungo intervallo intermedio del profilo palinologico, da LN 2 a LN 16, mostra un susseguirsi di cicli vegetazionali caratterizzati alternativamente da formazioni monotone, più o meno aperte, essenzialmente a Pini, con sparuti altri elementi pionieri, nelle quali le NAP mostrano sempre tendenza all'espansione (LN 2, 4, 6, 8, 10, 11, 13. 14, 16), e formazioni sempre a Pino, ma con rappresentanza significativa dei taxa di tipo temperato e temperato-caldo (LN 3, 5, 7, 9, 12,

15) e NAP con tendenza alla riduzione. Le prime rappresentano fasi glaciali e/o stadiali, le seconde fasi interstadiali, comunque a clima più o meno addolcito che favorisce l'espansione delle latifoglie e delle conifere esigenti. Le concentrazioni delle AP sono molto basse nelle fasi glaciali, mentre manifestano una tendenza all'innalzamento nelle fasi interstadiali, con eccezione delle zone polliniche LN 7 e 9 che presentano valori inusualmente elevati, testimonianti, verosimilmente, non tanto un ricoprimento forestale denso, ma condizioni di sedimentazione estremamente lenta archiviata in ambienti stagnanti (torbiere).

Questo intervallo della sequenza vegetazionale non è continuo, ma presenta almeno 4 vistosi *hiatus* pollinici. Non si può escludere nella sua porzione inferiore anche qualche altro breve *hiatus* non evidenziabile palinologicamente.

Nel quadro sintetico di Fig. 37, essenzialmente su base palinologica, è stato fatto un tentativo di collocazione cronostratigrafica delle zone polliniche del sondaggio *CARG 5*, raffrontandole con quelle di alcuni noti siti europei. Le fasi forestate superiore ed inferiore del diagramma sono attribuite rispettivamente agli stadi isotopici marini dell' $^{16/18}O$ (MIS) 1 e 5, verosimilmente sottostadio 5a in accordo con i risultati degli studi su sondaggi della bassa Valle del Po (Amorosi *et alii*, 1999). Il lungo intervallo a ciclicità vegetazionale ricorrente, compreso fra queste due fasi, è attribuibile agli stadi isotopici 2, 3 e 4. La successione climatica del sondaggio *CARG 5* comprende quindi, seppur non in continuità, gli ultimi 80.000 anni. Inizia con il S. Germain II, che presenta caratteristiche floristico-vegetazionali, e quindi climatiche, ben diverse dalle fasi sovrastanti, per cui è stato tentativamente collegato alla ciclicità della lunga fase eemiana.

La successione prosegue con una lunga sequenza di cicli stadiali ed interstadiali e termina, in discordanza, con una fase olocenica medio-superiore.

Delle quattro datazioni radiometriche su strati a torba della parte inferiore del profilo, solamente le due superiori (-33,20 m e -36,85 m) sono utilizzabili, seppure con prudenza. La zona pollinica LN 9 è correlabile con l'interstadio Denekamp degli Autori medio-europei, come testimoniato dalla datazione ^{14}C, mentre la zona pollinica LN 7, di età > 40.730 anni B.P., è riferibile ad una fase favorevole più antica dell'interstadio Hengelo, verosimilmente l'interstadio Moershoofd, sospettando, quindi, una lacuna sedimentaria nella zona pollinica LN 8.

Le fasi interstadiali LN 3 e LN 5 sono chiaramente più antiche e si ipotizza possano appartenere all'inizio del würmiano. Le due datazioni inferiori ^{14}C (-46,25 m e -51,95 m) forniscono solo un limite temporale, comunque in accordo con l'interpretazione esposta in questo paragrafo.

La parte medio-superiore del diagramma abbraccia quasi interamente l'Ultimo Massimo Glaciale (LGM). Le due fasi favorevoli LN 12 e LN 15 sono correlabili rispettivamente con le oscillazioni mitigate di Tursac e di Laugerie, rintracciate palinologicamente e datate radiometricamente nella zona Arsenale (Serandrei Barbero *et alii*, 2005b). Come nel sondaggio *Arsenale*, la sequenza dell'Ultimo

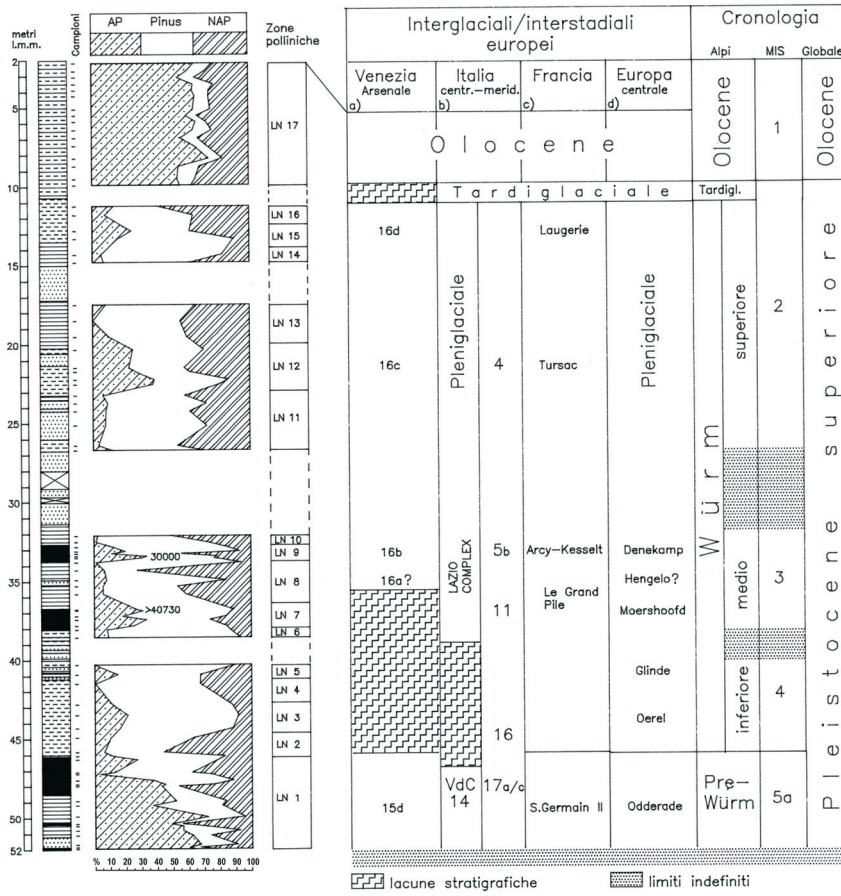


Fig. 37 - *Tentativo di inquadramento palino-cronostratigrafico della sequenza pollinica* CARG 5 *della laguna nord di Venezia, per raffronto con alcuni altri siti palinologici del Pleistocene superiore italiani e medio-europei: Hammen van der* et alii, *1967; Leroi-Gourhan, 1968; 1980; Follieri* et alii, *1988; Behre, 1989; Beaulieu de & Reille, 1992; Behre & van der Plicht, 1992; Müllenders* et alii, *1996; Watts* et alii, *1996; Follieri* et alii, *1998; Allen* et alii, *1999.*

Massimo Glaciale è seguita da una lacuna stratigrafica, ampia circa 13.000 anni, riconosciuta in diversi siti del centro storico di Venezia e della laguna (Bortolami *et alii*, 1977), la quale oblitera la successione degli eventi della fine del Glaciale, del Tardiglaciale e dell'Olocene inferiore-medio.

3. - UNITA' STRATIGRAFICHE DI RIFERIMENTO

Inizialmente le linee guida per la cartografia geologica dei depositi quaternari nelle aree di pianura e marine stabilivano che questi venissero classificati sotto forma di unità allostratigrafiche (Catalano *et alii*, 1996; Servizio Geologico Nazionale, 1999), ovvero mediante la mappatura di "corpi stratificati definiti ed identificati sulla base delle discontinuità che li limitano" (North American Commission on Stratigraphic Nomenclature, 1983), nonostante già il Quaderno 1, serie III, del Servizio Geologico Nazionale (1992) privilegiasse le *Unconformity Bounded Stratigraphic Units* (UBSU). Un recente documento emesso dal Servizio Geologico Nazionale (2001), relativo al rilevamento del Quaternario continentale per la realizzazione della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000, ha stabilito che per la classificazione dei differenti corpi sedimentari si deve fare riferimento alle UBSU, definite unicamente in base alla presenza di due discontinuità limite significative e dimostrabili; pertanto ciascuna unità può essere estesa lateralmente solo se entrambe le discontinuità sono visibili ed identificabili.

I depositi quaternari del comprensorio veneziano, come spiegato in precedenza, sono stati studiati in tutta la loro sequenza attraverso i sondaggi a carotaggio continuo *Venezia 1 - CNR* e *Venezia 2 - CNR* (Consiglio Nazionale delle Ricerche, 1971; Favero *et alii*, 1973; Serandrei Barbero, 1975; Favero *et alii*, 1979; Favero & Passega, 1980; Bellet *et alii*, 1982; Müllenders *et alii*, 1996; Massari *et alii*, 2004).

Considerato l'obiettivo della cartografia geologica, si è privilegiato lo studio dei primi 20-30 m di sottosuolo, ovvero delle unità appartenenti ai depositi del *Last Glacial Maximum* ed olocenici. Sono questi, infatti, i sedimenti affioranti o subaffioranti nel Foglio "Venezia" e la quantità di dati disponibili ne permette una buona mappatura.

E' stato comunque eseguito un carotaggio profondo 100 m (*CARG 12*), il quale, per correlazione con i sondaggi *Venezia 1 - CNR*, *Venezia 2 - CNR* ed altri limitrofi, ha consentito una ricostruzione generale della stratigrafia dei depositi relativi alla fase eemiana nel Foglio "Venezia" e nell'adiacente Foglio "Chioggia-Malamocco". L'analisi di altri tre sondaggi, terebrati fino a 50 m (*CARG 4, 5* e *9*, ex *BH*) e messi a disposizione dal Magistrato alle Acque di Venezia, ha fornito ulteriori dettagli sulla stratigrafia e sulle condizioni deposizionali tardo-pleistoceniche successive all'ultimo interglaciale.

Sui campioni del sondaggio *CARG 5* (*BH2*) sono state effettuate anche le analisi palinologiche, individuando così alcuni elementi chiave del sottosuolo veneziano utili per le correlazioni cronostratigrafiche.

Oltre alle informazioni ottenute dalle indagini eseguite sui carotaggi CARG, molti altri dati sono stati ultimamente acquisiti nel centro storico di Venezia nell'ambito di altri progetti. Queste analisi hanno permesso di ricostruire in dettaglio

l'assetto stratigrafico del sottosuolo veneziano entro i primi 24 m di profondità e di conoscere l'evoluzione paleoambientale dell'area a partire dal tardo-Pleistocene. In particolare, con l'ausilio di datazioni radiometriche, è stato possibile identificare i livelli sedimentari corrispondenti agli Interstadi di Tursac e di Laugerie, datati rispettivamente 21.750 e 19.000 anni B.P. e localizzati, rispettivamente, a profondità variabile compresa tra circa -22 m e -14 m e tra -11 m e -8 m (Serandrei Barbero *et alii*, 2001; Serandrei Barbero *et alii*, 2002).

L'unità stratigrafica più antica considerata nel Foglio "Venezia", non affiorante, è il *Supersintema di Venezia* (Fig. 38), al tetto del quale si trova l'*Unità di Correzzola* che identifica i depositi marini tirreniani; essa è seguita verso l'alto dal *Supersintema di Mestre*, comprensivo dei depositi alluvionali che si chiudono con il *Last Glacial Maximum*.

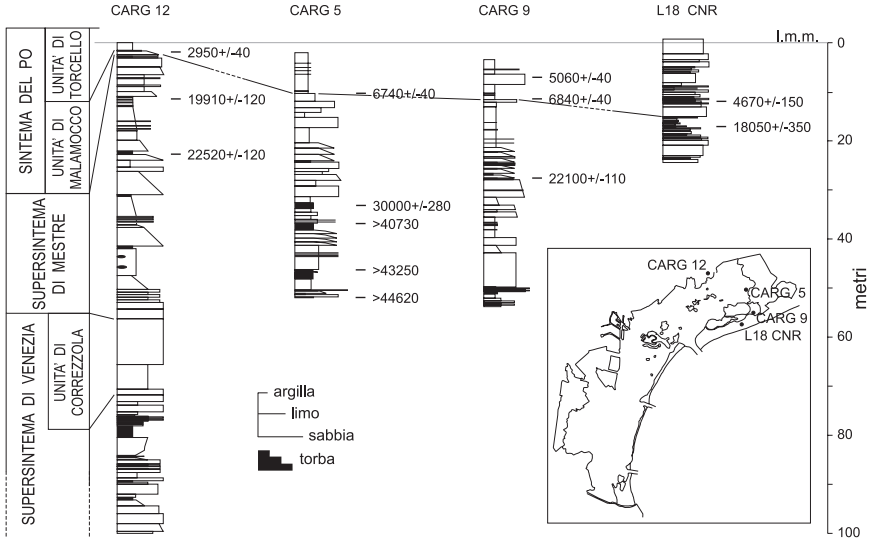


Fig. 38 - *Schema dei rapporti stratigrafici del* Supersintema di Venezia*, del* Supersintema di Mestre *e del* Sintema del Po*. A lato sono riportate le litologie prevalenti riscontrate in quattro carotaggi ed alcune radiodatazioni (anni B.P. non calibrate).*

Sul *Supersintema di Mestre* poggia il *Sintema del Po*, che nel Foglio "Venezia" è costituito dai soli depositi olocenici; esso, ove possibile, è stato distinto in *Unità di Malamocco* ed *Unità di Torcello*, quest'ultima di età post-romana.

Il *Sintema del Po* corrisponde all'*Allomembro di Ravenna* cartografato nel Foglio 223 "Ravenna" (Amorosi, 1999), mentre l'*Unità di Torcello* coincide con l'*Unità di Modena* indicata nello stesso Foglio 223.

4. - SUPERSINTEMA DI VENEZIA

Il *Supersintema di Venezia,* non affiorante*,* comprende le unità post-messiniane deposte a partire dal Pliocene fino alla base del Pleistocene superiore. Al tetto si chiude con l'*Unità di Correzzola* (CRZ), costituita da sedimenti marini di età tirreniana.

Il limite inferiore coincide, quindi, con la discontinuità messiniana, mentre quello superiore, che lo separa dal soprastante *Supersintema di Mestre*, è stato posto in corrispondenza del passaggio da unità di ambiente lagunare-deltizio ai successivi depositi di tipo alluvionale.

Le informazioni sedimentologiche e degli ambienti di deposizione relative al *Supersintema di Venezia* sono limitate alle interpretazioni delle analisi dei campioni provenienti da tre sondaggi: *CARG 12*, *Venezia 1 - CNR* e *Venezia 2 - CNR* (Favero *et alii*, 1973; Serandrei Barbero, 1975; Favero *et alii*, 1979; Favero & Passega, 1980; Bellet *et alii*, 1982; Müllenders *et alii*, 1996; Massari *et alii*, 2004) e da una serie di stratigrafie selezionate di pozzi, gran parte dei quali terebrata per l'approvvigionamento idrico. In particolare i dati disponibili hanno permesso di indagare adeguatamente solo la parte superiore di tale supersintema, ovvero la sequenza deposta nel corso della trasgressione marina tirreniana, della quale, però, non è stato sempre possibile definire in modo preciso la base. Dallo studio del pozzo *Venezia 1 - CNR*, tale sequenza risulta avere *biofacies* neritica alla base e lagunare verso il tetto (Müllenders *et alii*, 1996; Massari *et alii*, 2004) (Fig. 39).

Nel sondaggio *CARG 12*, a -91,6 m, la sporadica presenza di foraminiferi bentonici, in sabbie limose contenenti lamine di limo organico, sembra identificare un ambiente di fronte deltizia, mentre tra circa -71 m e -65 m si passa da sedimenti di *facies* neritica a depositi lagunari; l'evento trasgressivo è reso evidente dalla presenza di una ricca associazione a foraminiferi bentonici che, alla base di quest'ultimo intervallo, comprende 28 taxa, definiti da una quantità relativamente bassa di *Ammonia beccarii* (Linnè) e da numerosi taxa di ambiente neritico, come i Lagenidi ed i generi *Textularia*, *Globulina*, *Guttulina*, oltre a numerosi Miliolidi. Dal punto di vista litologico queste unità sono costituite da limo compatto con intercalazioni sabbiose centimetriche, contenente abbondanti bioclasti e biosomi marini.

I depositi neritici trovati a -91 m ed a -70 m di profondità appartengono al Tirreniano e coincidono con gli stadi isotopici marini 5.5 e 5.3.

Tra circa -90 m e -71 m sono invece presenti *facies* prevalentemente limose di piana alluvionale, caratterizzate dall'assenza di contenuto organogeno e dalla sporadica presenza di concrezioni carbonatiche e di orizzonti ossidati, indicativi di pedogenesi.

Infine tra -65 m e -55 m si passa nuovamente a sedimenti di fronte deltizia costituiti da sabbie con pochi gusci di molluschi marini.

Malgrado il numero ridotto di carotaggi analizzati, utilizzando altri dati ac-

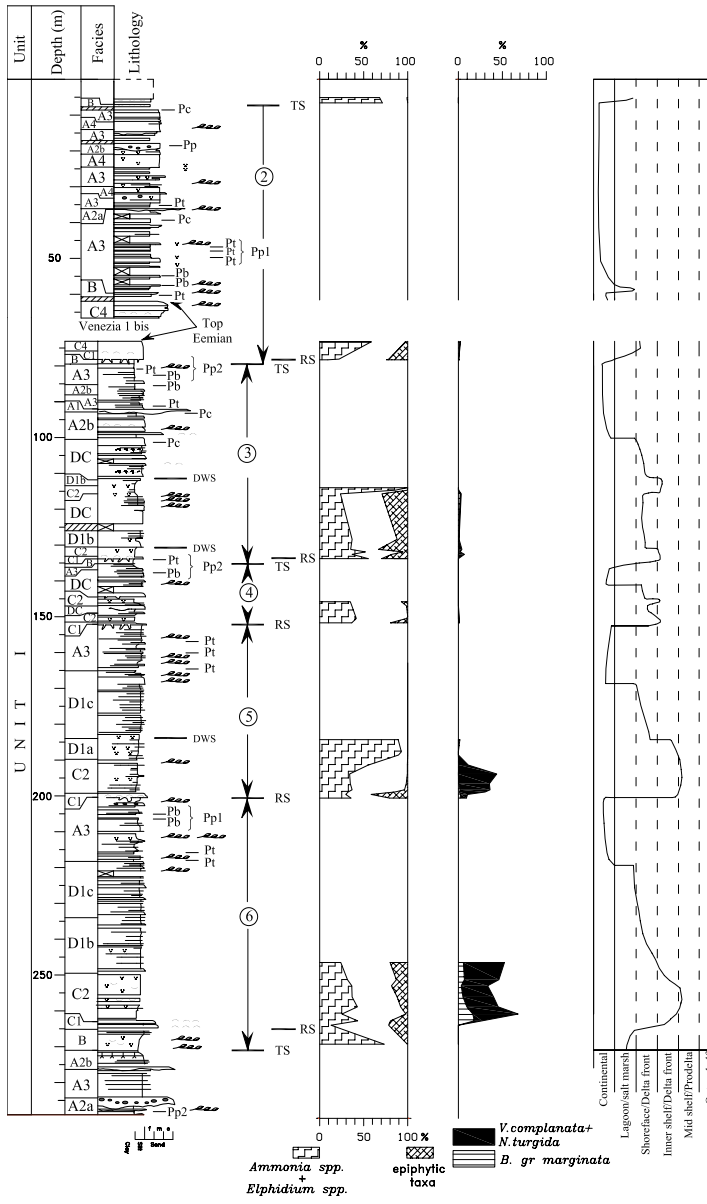


Fig. 39 - *Stratigrafia della parte superiore del pozzo* Venezia 1 - CNR *(da* Kent et alii*, 2002 e* Massari et alii*, 2004). Le sequenze indicate con Pb, Pt, Pc, Pp1, Pp2 sono paleosuoli, mentre Pa rappresenta livelli di torba*.

quisiti per l'elaborazione dell'adiacente Foglio "Chioggia-Malamocco" e provenienti dai sondaggi di Correzzola (Accordi & Socin, 1950), *ISES B* (Carbognin & Tosi, 2003), Valle Averto (*CARG 11*) (Donnici & Serandrei Barbero, 2004) e Malamocco (Paganelli, 1996a; Calderoni *et alii*, 1998; Calderoni *et alii*, 2000) si è tentata la correlazione laterale del tetto di questo supersintema, che nel comprensorio lagunare e nel prospiciente bacino scolante è risultato a profondità variabile tra i -50 m e -80 m.

4.1. - Unità di Correzzola

L'*Unità di Correzzola* (CRZ) rappresenta la parte superiore del *Supersintema di Venezia* ed è costituita dai sedimenti deposti nel corso dell'ultimo evento trasgressivo marino tirreniano. Il suo studio è stato condotto utilizzando le informazioni dedotte dai sondaggi utilizzati per la definizione del supersintema di appartenenza, già elencati nel precedente paragrafo.

In particolare nel sondaggio *CARG 12* essa viene fatta coincidere con la sequenza presente a profondità compresa tra circa -70 m e -55 m, caratterizzata da limo compatto con intercalazioni sabbiose di *facies* neritica alla base e lagunare al tetto tra -70 m e -65 m e da sedimenti sabbiosi di fronte deltizia, contenenti pochi gusci di molluschi marini, tra -65 m e -55 m.

Nell'area del Foglio "Venezia" il limite superiore dell'*Unità di Correzzola* si trova a profondità variabile compresa tra circa -80 m e -50 m, analogamente a quanto riscontrato in tutto il comprensorio lagunare veneziano. Essa quindi non affiora nel Foglio "Venezia", in quanto i canali lagunari non ne incidono mai la sommità.

5. - SUPERSINTEMA DI MESTRE

Il *Supersintema di Mestre* (MT) poggia sul *Supersintema di Venezia* ed è qui rappresentato da depositi di pianura alluvionale costituiti da limi, sabbie ed argille, localmente pedogenizzati; i sedimenti più grossolani, prevalentemente sabbiosi, si trovano in corrispondenza degli antichi dossi, mentre quelli più fini in bacini interfluviali di piana inondabile, dove locali condizioni palustri sono testimoniate dalla presenza di torbe e di orizzonti variamente organici, spesso contenenti bioclasti dulcicoli.

La struttura dei depositi fini è generalmente tabulare e laminata, alternata a livelli di torbe a volte ben correlabili a distanza. Viceversa, la distribuzione delle sabbie segue spesso direzioni preferenziali sinuose, definendo in tal modo il percorso di antichi corsi d'acqua. Talora si riconoscono riempimenti sabbiosi in incisioni profonde anche 10-15 m.

Alla base del sondaggio *CARG 5* (*BH2*), terebrato fino a -52 m s.l.m., gli studi paleoecologici e palinostratigrafici (Cap. IV) hanno permesso di individuare la presenza di un deposito in *facies* alluvionale, il quale sembrerebbe corrispondere alla porzione medio-superiore di una fase temperato-calda correlabile con quella dell'Eemiano. La profondità relativamente limitata di questo carotaggio non ha però consentito di raggiungere i sedimenti marini dell'*Unità di Correzzola*, ma, considerando i sondaggi profondi adiacenti, si può affermare che la base del *CARG 5* ne sia prossima al tetto. Pertanto fino a circa -50 m s.l.m. risulterebbero essere registrate le vicende degli ultimi 80.000 anni.

A differenza di quanto messo in luce nel sottosuolo veneziano, dove lo studio dei pollini fossili (Müllenders *et alii*, 1996) ha evidenziato la presenza di quattro periodi di addolcimento climatico verificatisi tra 40.000 e 19.000 anni B.P. preceduti da una lacuna stratigrafica tra 60.000 e 40.000 anni B.P., nella laguna settentrionale sono state evidenziate, ad eccezione di Hengelo, tutte le fasi interstadiali note per l'ultima glaciazione, di cui le due più recenti, rispettivamente a -23 m ed a -13 m s.l.m., ricollegabili, nell'ordine, alle oscillazioni di Tursac e Laugerie (Paragrafo 2).

Le informazioni ottenute dalle analisi eseguite sui sondaggi CARG e su numerosi altri realizzati nel centro storico di Venezia hanno permesso di datare le oscillazioni di Tursac e di Laugerie, che nel sottosuolo veneziano corrispondono ai sedimenti profondi 15-18 m e 8-10 m sotto il livello medio del mare e hanno fornito età radiometriche rispettivamente pari a circa 21.000 e 19.000 anni dal presente (Serandrei Barbero *et alii*, 2001; Serandrei Barbero *et alii*, 2002).

I depositi sommitali del *Supersintema di Mestre*, che risalgono a circa 18.000 anni B.P., mostrano evidenti segni di pedogenesi sviluppatasi in condizioni di esposizione subaerea prolungata; pertanto il limite con le successive unità oloceniche è spesso marcato da una superficie o di tipo erosivo o di "non deposizione".

Al tetto, anche se sono presenti litologie variabili, è frequente il rinvenimento di un'argilla sovraconsolidata, localmente nota come *caranto*, ritenuta essere un paleosuolo (Gatto & Previatello, 1974; Tosi, 1993; 1994a; 1994c; Bonardi & Tosi, 1994b; 1995a; 1997; 1999; 2000a; 2000b; 2001; Bonardi *et alii*, 1997; Brambati *et alii*, 2003; Mozzi *et alii*, 2003).

Il *caranto* ha uno spessore variabile da pochi centimetri a 2 m ed è generalmente costituito da limi argillosi, o argille limose, molto compatti; presenta una colorazione grigia chiara con screziature ocracee e contiene noduli carbonatici aventi diametro pari a pochi millimetri. L'accumulo di questi livelli e di quelli immediatamente sottostanti è avvenuto nell'intervallo di tempo compreso tra 20.000 e 18.000 anni B.P. e recenti studi posizionano il processo di pedogenesi e di sovraconsolidazione all'interno della fase corrispondente alla lacuna stratigrafica, o di ridotto apporto sedimentario, verificatasi tra 14.500 anni B.P. e l'inizio della trasgressione olocenica (Mozzi *et alii*, 2003; Serandrei Barbero *et alii*, 2005b).

Il *caranto* è un ottimo livello guida per l'identificazione del limite tra i depositi pleistocenici e quelli olocenici, ma purtroppo presenta delle discontinuità laterali più o meno ampie e localizzate, rappresentate da *facies* costituite da depositi sabbiosi (probabilmente di dosso fluviale), a volte cementati, o marcatamente argillosi non sovraconsolidati (di origine lacustre-palustre), ma con tracce di pedogenesi che può essere stata ostacolata da particolari caratteristiche tessiturali e deposizionali. Localmente, dove le unità pleistoceniche sono state incise da canali fluviali e lagunari olocenici, le relative sequenze stratigrafiche appaiono interrotte da depositi di riempimento più recenti, di tipo alluvionale o marino.

Un importante contributo per lo studio del *Supersintema di Mestre* è stato dato dalle indagini sismiche ad alta risoluzione in laguna ed in mare. Esse hanno permesso di individuare una serie di orizzonti estesi, ben correlabili lateralmente, costituiti da *unconformity* erosive e da livelli di torbe ben riflettenti anche per la probabile presenza di gas.

In Fig. 40 e Fig. 41 sono riportate due porzioni di sezioni sismiche, nelle quali

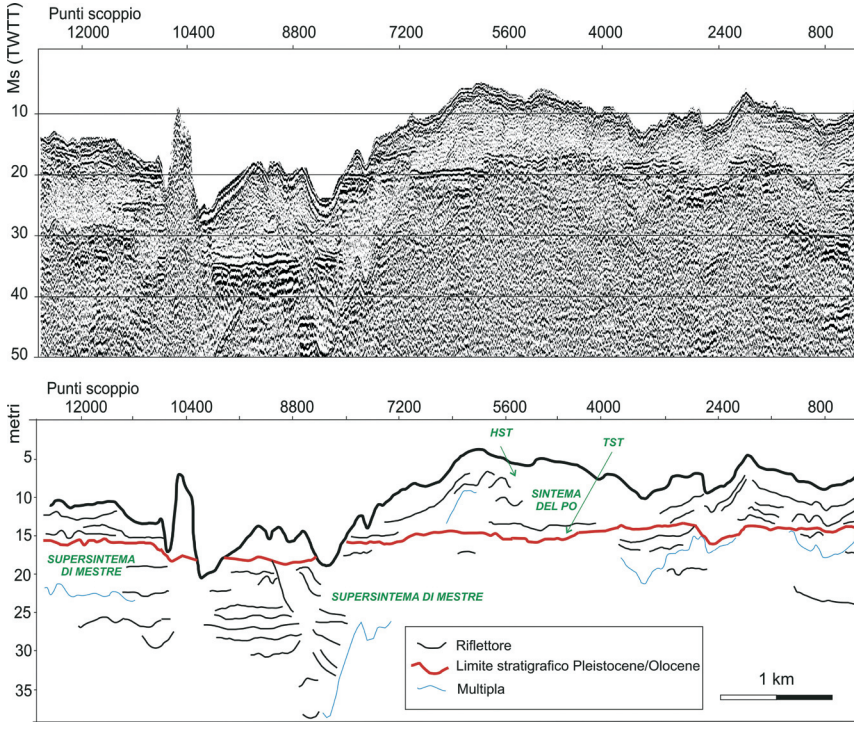


Fig. 40 - *Porzione della sezione sismica ad alta risoluzione CH_31.*

è evidente l'*unconformity* tra il *Supersintema di Mestre* ed il *Sintema del Po*, nonché una serie di riflettori minori.

Nel Foglio "Venezia" il *Supersintema di Mestre* affiora nel settore di pianura esteso a sud del Sile, che rappresenta le propaggini distali del sistema deposizionale tardo-pleistocenico del Brenta (Cap. II-2.1), e nei canali lagunari più profondi (Cap. V-1).

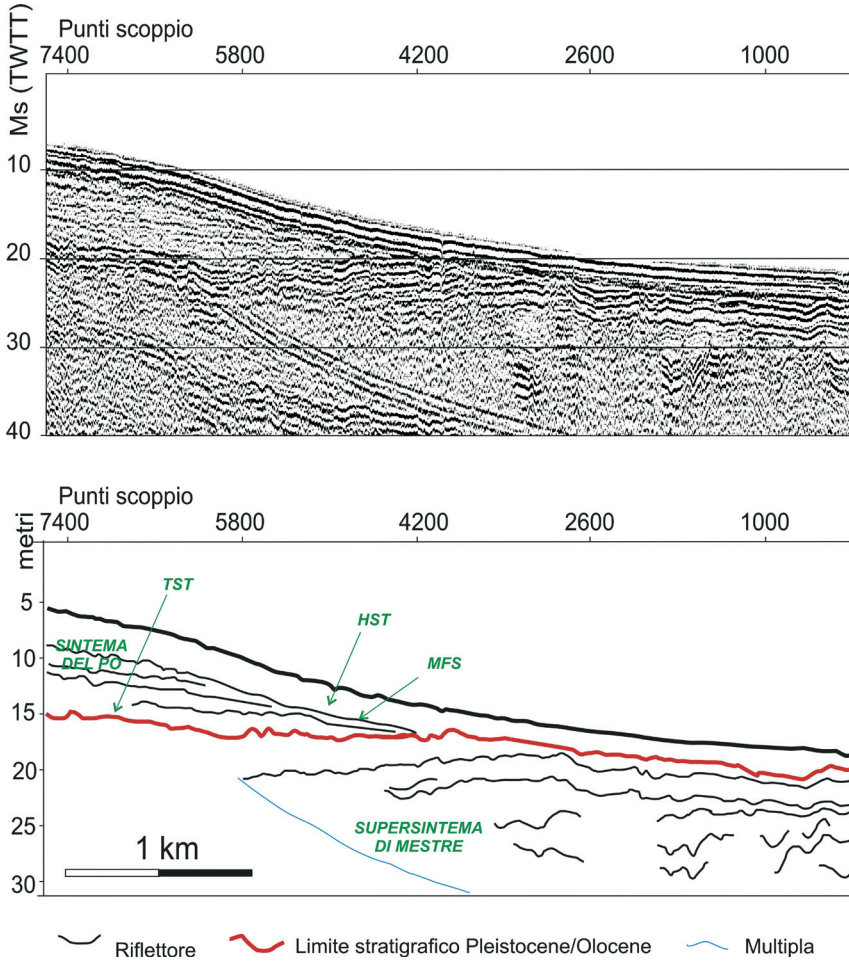


Fig. 41 - *Porzione della sezione sismica ad alta risoluzione Li_07.*

6. - SINTEMA DEL PO

Il *Sintema del Po*, indicato sulla Carta Geologica con la sigla POI, nel Foglio "Venezia" è costituito da depositi olocenici; il limite con il sottostante *Supersintema di Mestre* è inconforme, erosivo. In accordo con quanto già riscontrato da altri Autori (Bortolami *et alii*, 1984; Tosi, 1994c) tra la deposizione tardo-pleistocenica e quella olocenica è presente una lacuna stratigrafica di ampiezza temporale variabile in funzione delle zone da circa 8.000 a 13.000 anni, comprensiva, quindi, di parte dell'Olocene inferiore.

La base del *Sintema del Po* ha una profondità variabile che riflette la morfologia della pianura pleistocenica durante il *Last Glacial Maximum*. Nell'area del Foglio "Venezia" questo sintema ha spessori più elevati in corrispondenza dell'attuale litorale settentrionale (15-17 m); essi si riducono a meno di 1 m, con il limite Pleistocene-Olocene subaffiorante, procedendo verso il margine lagunare di Mestre-Tessera ed in Adriatico in corrispondenza della linea batimetrica 23-25 m.

Il *Sintema del Po* è l'unità stratigrafica maggiormente rappresentata ed il suo tetto corrisponde alla deposizione attuale. Esso è stato diviso in due unità di rango inferiore: l'*Unità di Malamocco* (POI_9) e l'*Unità di Torcello* (POI_{10}), entrambe costituite da sabbie, limi, argille e torbe di ambiente alluvionale, deltizio, lagunare, di spiaggia e di piattaforma e distinte solo su base cronologica.

6.1. - Unità di Malamocco

L'*Unità di Malamocco* (POI_9) rappresenta la parte inferiore, e quindi più antica, del *Sintema del Po*.

I sedimenti basali sono costituiti da depositi marini trasgressivi nel settore centro-orientale del foglio ed alluvionali-deltizi in quello occidentale. I primi riflettono la progressiva migrazione verso terra di una barriera litorale, alle spalle della quale si era formata una laguna; essi comprendono pertanto depositi sabbioso-limosi di spiaggia, alla cui base è spesso presente un sottile orizzonte ricco di bioclasti e biosomi marini in scarsa matrice detritica, e sedimenti lagunari limoso-argillosi, talora organici, di retrobarriera. I depositi di spiaggia in genere sono sovrapposti a quelli di retrobarriera, da cui sono separati mediante una superficie limite tempo-trasgressiva, debolmente immergente verso SE; in alcuni casi, invece, i sedimenti di barriera trasgressiva poggiano con contatto erosivo sulle sottostanti unità alluvionali pleistoceniche.

Sotto i depositi di retrobarriera localmente si rinvengono sottili livelli di limi sabbiosi rimaneggiati, aventi struttura caotica e contenenti brecce di argille pleistoceniche; questi ultimi sono definiti di "esondazione", poiché hanno avuto ori-

gine per fenomeni di sovralluvionamento fluviale a seguito della deglaciazione o della trasgressione marina.

In corrispondenza della fascia di terraferma prospiciente la laguna i depositi di retrobarriera si interdigitano con quelli di ambiente alluvionale-deltizio, la cui sequenza spesso ha inizio con sottili livelli di "esondazione" analoghi a quelli precedentemente descritti.

I depositi trasgressivi sono sepolti sotto quelli appartenenti al sistema progradante relativo allo stazionamento alto del livello marino.

Unità trasgressive e progradanti di cordone litorale generano un corpo sabbioso-limoso che si assottiglia verso NO, la cui geometria è particolarmente complessa nel settore prossimo al litorale attuale, dove la disposizione ed i reciproci rapporti tra le varie *facies* evidenziano l'avvenuta migrazione della linea di costa inizialmente verso terra e poi verso mare.

Alle spalle dei depositi di spiaggia vi sono sedimenti lagunari limoso-argillosi, talora organici, di retrobarriera, che, nei settori prossimi al margine interno della laguna, si interdigitano con unità deltizie, spesso torbose in *facies* palustre.

Verso mare, entro il corpo sabbioso costituito da depositi di barriera trasgressiva e progradante, si individua un'unità avente geometria cuneiforme, costituita da sedimenti prevalentemente limosi di transizione alla piattaforma, i quali, più al largo, sostituiscono completamente i primi.

L'affioramento dell'*Unità di Malamocco* è stato accertato nei canali lagunari e, nel settore orientale del foglio, in corrispondenza degli antichi cordoni litoranei individuati in terraferma ed in laguna (Cap. V-1).

La base dell'*Unità di Malamocco* corrisponde a quella del *Sintema del Po*, mentre il tetto ha età tardo-romana.

6.2. - Unità di Torcello

L'*Unità di Torcello* (POI_{10}), corrispondente alla parte sommitale, e quindi più recente, del *Sintema del Po*, è riferibile alla deposizione post-romana, avvenuta, più precisamente, a partire dal V-VI sec. d.C. fino all'attuale.

La base di tale unità indica una fase di deterioramento climatico che, fra il IV-VI sec. d.C., determinò un importante incremento della piovosità e di conseguenza un aumento dei fenomeni di alluvionamento (Veggiani, 1994) e probabilmente anche un innalzamento del livello marino, il quale ha portato ad una parziale sommersione dell'area lagunare. Questo evento è spesso testimoniato dal rinvenimento di depositi lagunari sopra i livelli antropizzati di età romana. In assenza di simili evidenze l'unità è stata distinta sulla base di altri elementi analoghi a quelli riscontrati nel Foglio 223 "Ravenna" durante l'identificazione della corrispondente *Unità di Modena* (Amorosi, 1999); in terraferma, infatti, talora il

limite inferiore dell'*Unità di Torcello* coincide con superfici di erosione fluviale correlabili lateralmente con suoli bruno-giallastri e bruno-rossastri, caratterizzati da parziale o totale decarbonatazione degli orizzonti superficiali ed accumulo di carbonati in quelli più profondi.

Grazie al ritrovamento ed allo studio di livelli geoarcheologici presenti in grande quantità nel comprensorio lagunare veneziano e nelle aree limitrofe ed al supporto dei risultati ottenuti attraverso l'interpretazione dei dati cronostratigrafici disponibili, si è deciso quindi di cartografare, ove possibile, questa unità.

L'*Unità di Torcello* è costituita da sabbie, limi, argille e torbe alluvionali, depositi deltizi, litorali di spiaggia e litorali lagunari; a partire dal periodo tardo-romano fino ad oggi si ritiene invece essere stata scarsa la deposizione di sedimenti fini in ambiente di piattaforma.

La distribuzione delle varie *facies* che compongono questa unità nel complesso riflette condizioni di sedimentazione molto simili alle attuali.

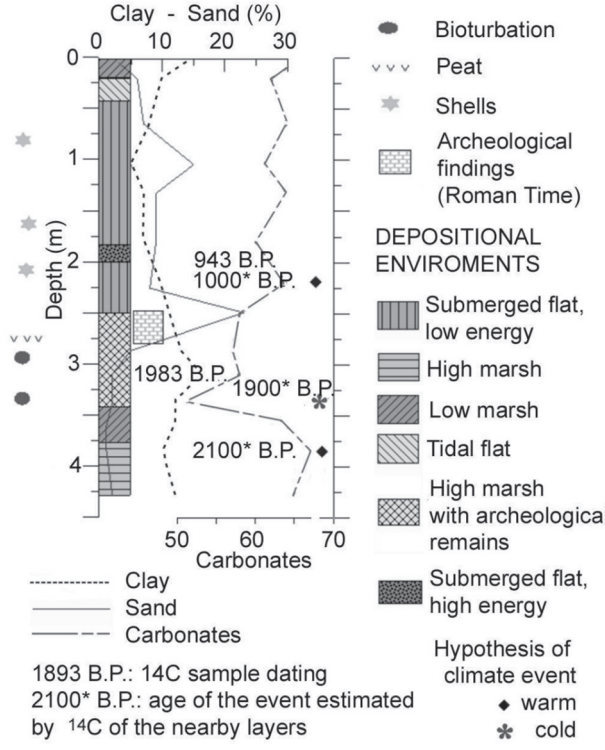


Fig. 42 - *Esempio di stratigrafia dell'* Unità di Torcello *ottenuta da una carota prelevata nel bacino lagunare nei pressi di Burano-Torcello (da* Bonardi & Tosi, *1997).*

La notevole disponibilità di trivellate in terraferma e di carote superficiali in laguna ha permesso di ricostruire con maggiore dettaglio, rispetto a quanto fatto per le altre unità cartografate nel foglio, la geometria, la distribuzione e l'assetto stratigrafico dei relativi depositi. Ai fini dell'interpretazione delle caratteristiche del sottosuolo classificato nell'ambito dell'*Unità di Torcello* e della mappatura dei relativi depositi è stata particolarmente utile anche la disponibilità di informazioni tratte da fonti storiche, che hanno fornito un valido supporto alla ricostruzione della variabilità temporale degli ambienti di sedimentazione.

Gli spessori dell'*Unità di Torcello* variano da circa 4 m nel settore litorale a 1-2 m in quello di margine lagunare, mentre nell'area lagunare centro-settentrionale, in corrispondenza delle isole di Burano e Torcello, sono pari a circa 3 m.

Un esempio di stratigrafia dell'*Unità di Torcello* è riportato in Fig. 42, dove appare chiaramente evidente il limite tra quest'ultima e la sottostante *Unità di Malamocco*, limite che coincide con la discontinuità che separa il piano di calpestio romano dai sovrastanti sedimenti lagunari.

L'*Unità di Torcello* è quella maggiormente affiorante sia in laguna che in terraferma (Cap. V-1).

7. - CORRELAZIONI STRATIGRAFICHE E MODELLO EVOLUTIVO

I tentativi di correlazione di un livello costituito da sabbie e limi sabbiosi fossiliferi presente alla sommità dei depositi marini tirreniani, e pertanto corrispondente alla parte superiore dell'*Unità di Correzzola,* hanno permesso di riconoscere, seppure localmente, il tetto di questo orizzonte ad una profondità mediamente compresa tra -60 m e -75 m.

Le correlazioni stratigrafiche che seguono sono focalizzate sulla successione dei depositi relativi al *Sintema del Po*. La loro stratigrafia è schematizzata in tre sezioni geologiche, la cui ubicazione è indicata in Fig. 43. Le prime due (Fig. 44 e Fig. 45) sono state condotte in direzione NO-SE (la prima da Tessera a Punta Sabbioni, la seconda attraverso Palude Maggiore fino a Cavallino), la terza (Fig. 46) è parallela al litorale (dalla Bocca di Lido a Jesolo Lido).

Il *Sintema del Po* poggia sui depositi alluvionali tardo-pleistocenici corrispondenti alla fase finale del *Lowstand Systems Tract* (LST) relativo all'ultimo massimo glaciale (*Last Glacial Maximum*) ed è da essi separato mediante una superficie di discontinuità che si approfondisce verso SE e che dal punto di vista topografico, nel settore mediano della laguna settentrionale, appare assai irregolare. Infatti nella relativa sezione geologica (Fig. 44) si nota la presenza di due profonde incisioni, la prima nel sottosuolo del margine lagunare interno, verso Tessera, la seconda in corrispondenza del Canale S. Felice, quest'ultima seguita a SE da un dosso; un alto morfologico particolarmente evidente è riconoscibile invece in corrispondenza della Bocca di Lido (Fig. 46).

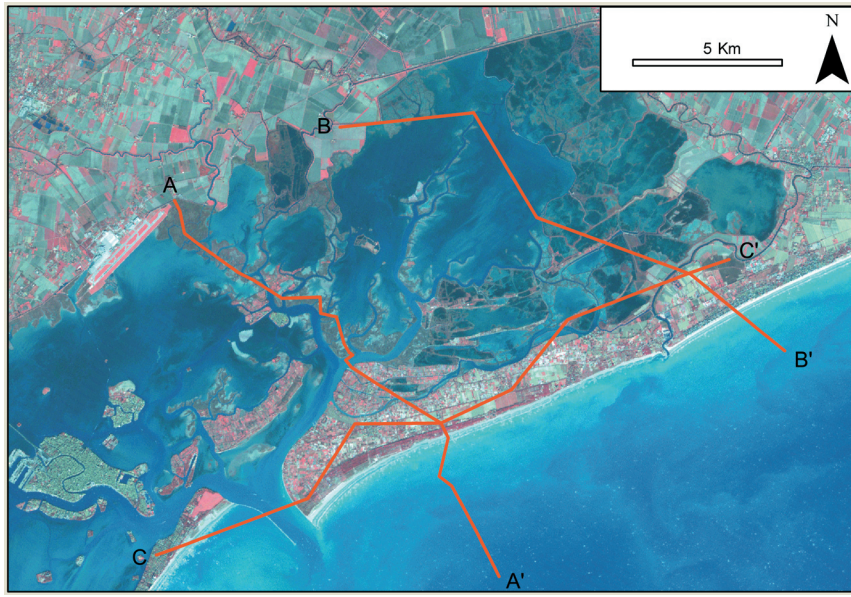


Fig. 43 - *Mappa dell'ubicazione delle tre sezioni geologiche (immagine ASTER sullo sfondo).*

Al tetto dei depositi sommitali tardo-pleistocenici si riconosce spesso la presenza del *caranto*, la cui formazione è iniziata nel momento in cui è cessata la sedimentazione in corrispondenza del *megafan* di Bassano, circa 14.500 anni B.P. (Mozzi *et al*., 2003).

Verso terraferma, in genere la sequenza olocenica ha inizio con sedimenti prevalentemente limoso-argillosi di ambiente fluvio-lacustre, deposti nel corso di eventi di sovralluvionamento verificatisi durante il sollevamento relativo del livello marino; localmente, essi sono stati rinvenuti anche in corrispondenza della Bocca di Lido, sull'alto morfologico precedentemente citato. Altrove, in particolare nel sottosuolo della fascia lagunare esterna e dell'attuale cordone litoraneo, le unità oloceniche basali sono invece costituite da sottili depositi trasgressivi marini. I vari orizzonti descritti, che segnano l'inizio della sedimentazione olocenica, drappeggiano in modo discontinuo la superficie che separa il *Supersintema di Mestre* dal *Sintema del Po* e generalmente non superano lo spessore di 1 m; in essi la frequente presenza di particolari strutture sedimentarie, quali ad esempio tasche di erosione e livelli caotici contenenti brecce di suolo strappate dal tetto delle sottostanti unità continentali pleistoceniche, indica un elevato grado di rimaneggiamento (Tosi, 1994c).

Nel settore centro-orientale dell'area esaminata, sui depositi marini basali generalmente poggiano unità sabbioso-limose di ambiente litorale di spiaggia,

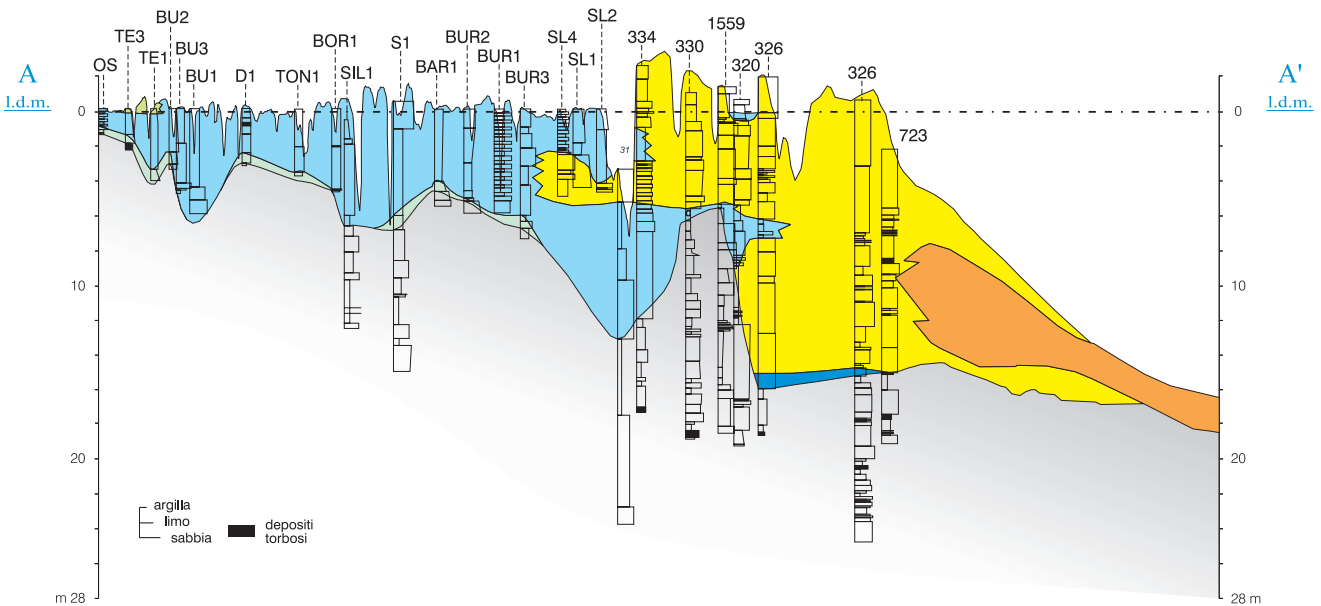


Fig. 44 - *Stratigrafia del* Sintema del Po*, lungo una sezione estesa da Tessera a Punta Sabbioni (l'ubicazione è indicata in Fig. 43).*

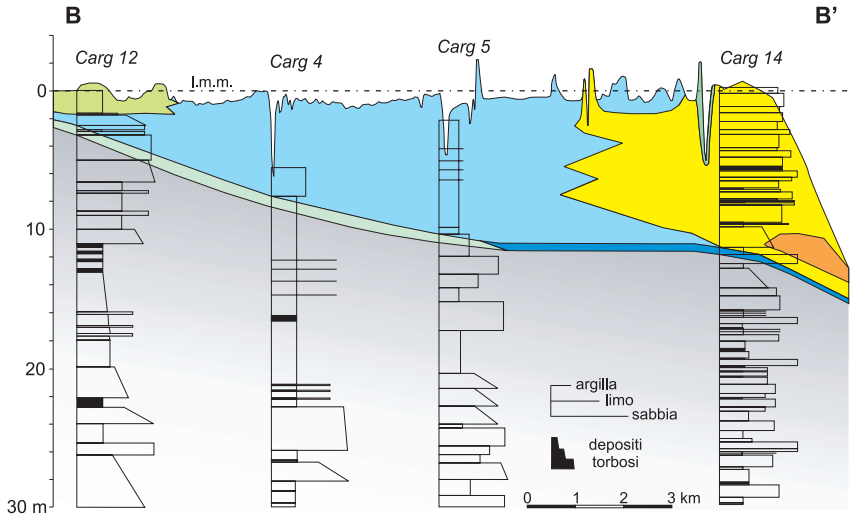


Fig. 45 - *Stratigrafia del* Sintema del Po*, lungo una sezione passante attraverso Palude Maggiore fino a Cavallino (l'ubicazione è indicata in Fig. 43, la legenda in Fig. 44).*

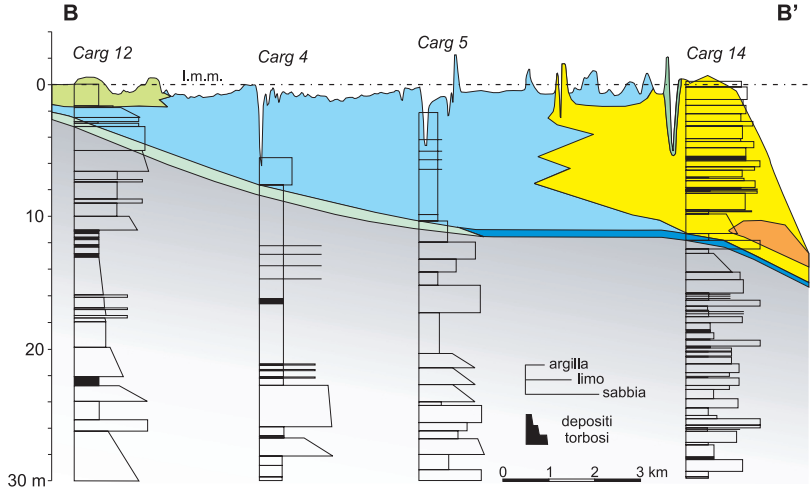


Fig. 46 - *Stratigrafia del* Sintema del Po*, lungo una sezione estesa da Punta Sabbioni a Jesolo Lido (l'ubicazione è indicata in Fig. 43, la legenda in Fig. 44).*

rappresentative di *facies* di barriera trasgressiva alla base e di cordone litoraneo progradante al tetto. A SE, all'interno di tali unità, è presente un corpo cuneiforme costituito da depositi di prodelta granulometricamente più fini, il cui spessore si riduce progressivamente verso il largo.

Verso NO i sedimenti di barriera trasgressiva si interdigitano con quelli lagunari limoso-argillosi di retrobarriera, i quali poggiano in discontinuità sui depositi fluvio-lacustri olocenici o, dove questi mancano, su quelli continentali tardo-pleistocenici.

I depositi di retrobarriera, di barriera trasgressiva e della parte inferiore del cuneo di prodelta costituiscono il *Transgressive Systems Tract* (TST); essi sono seguiti verso l'alto da quelli rappresentativi della successiva fase progradazionale, iniziata circa 6.500 anni B.P., che si identifica con l'*Highstand Systems Tract* (HST).

In corrispondenza del margine lagunare interno le unità di HST sono in parte costituite da *facies* fluvio-deltizie, le quali poggiano, o sono lateralmente eteropiche, con quelle di ambiente lagunare deposte alle spalle degli antichi cordoni litoranei progradanti, presenti in posizione più esterna.

V - CARTOGRAFIA

1. - CARTOGRAFIA DI SUPERFICIE

La Carta Geologica è stata realizzata con lo scopo di indicare l'età, la distribuzione, i reciproci rapporti e le caratteristiche litologiche e di *facies* delle unità stratigrafiche affioranti e subaffioranti nell'area in esame. La base topografica permette di localizzare immediatamente le unità deposizionali ed i lineamenti geomorfologici cartografati.

Il prodotto finale è stato ottenuto mediante la raccolta, l'analisi, l'elaborazione e l'interpretazione di numerosi dati ed informazioni, in parte derivanti da studi pregressi, in parte acquisiti esclusivamente nell'ambito del progetto CARG; esso pertanto è da considerarsi il risultato di approfondite indagini, tra loro complementari, di carattere geologico, geomorfologico, sedimentologico, mineralogico, paleontologico e geofisico condotte su tutto il territorio, le quali possono essere riassunte come segue.

- Raccolta, verifica ed interpretazione dei dati geognostici esistenti (sondaggi, trivellate, profili pedologici, analisi dei suoli), forniti dalla Regione del Veneto, dalla Provincia di Venezia, dal Servizio Informativo del Magistrato alle Acque e dall'ARPAV, i quali sono stati integrati sia con quelli dedotti da fonti bibliografiche e cartografiche esistenti, che con quelli ricavati da studi editi e/o inediti compiuti presso il CNR - ISMAR nell'ambito di altri progetti di ricerca.
- Analisi ed interpretazione dei dati altimetrici relativi alle terre emerse e di quelli batimetrici dei fondali lagunari e dell'Alto Adriatico, finalizzate allo studio morfologico dell'area, per il quale è stata consultata anche la Carta Altimetrica del territorio fornita dalla Provincia di Venezia.

- Osservazione di numerose fotografie aeree appartenenti a strisciate diverse, scattate a partire dal 1955 fino al 1999, per poter individuare i principali lineamenti geomorfologici dell'area e distinguere le variazioni tessiturali del terreno, agevolando così la mappatura dei limiti litologici relativi alle unità da cartografare.
- Rilevamento diretto sul terreno.
- Realizzazione di nuovi carotaggi, trivellate, trincee e campionamenti finalizzati al Progetto CARG.
- Studio sedimentologico e stratigrafico dei depositi affioranti e subaffioranti campionati nel corso dei sondaggi di cui si è parlato nel punto precedente o eseguiti nell'ambito di altri progetti di ricerca. La Carta Geologica di superficie è stata realizzata considerando in terraferma i sedimenti presenti fino a circa -1,5 m dal piano campagna, ma escludendo, se ritenuto opportuno, i primi 40-50 cm di sottosuolo che in genere rappresentano l'orizzonte di suolo lavorato, o comunque più rimaneggiato dalle attività antropiche, e pertanto caratterizzato da tessiture mescolate o da riporti; in laguna ed in Adriatico, invece, la difficoltà di prelevare lunghe carote dai fondali con semplici strumenti manuali ha spesso costretto ad effettuare lo studio dei depositi su sedimenti talora profondi non più di 1 m.
- Interpretazione dei risultati ottenuti sottoponendo ad analisi di laboratorio i campioni prelevati nel corso dei sondaggi (analisi sedimentologiche, micropaleontologiche, mineralogiche e datazioni).
- Esecuzione di indagini sismiche ad alta risoluzione, effettuate in laguna ed in Alto Adriatico con il supporto del Dipartimento di Geofisica della Litosfera dell'Istituto Nazionale di Oceanografia e di Geofisica Sperimentale di Trieste (OGS), ed interpretazione dei relativi risultati.

Seguendo le indicazioni fornite dal Servizio Geologico d'Italia (ora APAT), la Carta Geologica di superficie in scala 1:50.000 è stata ottenuta mediante un'operazione di sintesi interpretativa delle carte elaborate nel corso delle indagini, inizialmente realizzate alla scala 1:10.000 e poi ridotte alla scala 1:25.000.

La relativa legenda è stata allestita rispettando le normative CARG per la cartografia del Quaternario, e quelle per il rilevamento e la cartografia delle aree marine (Servizio Geologico Nazionale, 2004) in modo tale da permettere di classificare e rappresentare con chiarezza i diversi corpi sedimentari individuati ed i principali lineamenti geomorfologici presenti sul territorio. Essa è stata sottoposta a continue modifiche e migliorie, sia in funzione delle varie necessità che si presentavano durante l'elaborazione delle carte, che dei successivi aggiornamenti proposti dall'APAT.

I corpi sedimentari sono stati classificati utilizzando le *Unconformity Bounded Stratigraphic Units* (UBSU), che prevedono l'identificazione di supersintemi, sintemi e subsintemi (Cap. IV). Essi sono stati distinti in base all'età, all'ambiente

deposizionale ed alla tessitura dei sedimenti costituenti ed alle discontinuità che li delimitano (Rizzetto *et alii*, 2005).

La loro formazione ha avuto inizio a partire dal tardo-Pleistocene. Nel territorio esaminato i depositi olocenici, attribuibili al *Sintema del Po*, sono comunque prevalenti e, dove le informazioni disponibili lo hanno permesso, sono state riconosciute e distinte al loro interno l'*Unità di Torcello* e l'*Unità di Malamocco*. I depositi tardo-pleistocenici, invece, sono stati classificati nell'ambito del *Supersintema di Mestre* e della parte superiore del *Supersintema di Venezia*.

Data la particolare natura e conformazione del territorio gli ambienti deposizionali entro cui hanno avuto origine i corpi sedimentari cartografati risultano essere assai diversificati; nel corso delle indagini sono stati riconosciuti, infatti, depositi alluvionali, deltizi, litorali lagunari, litorali di spiaggia e marini di piattaforma.

In Adriatico settentrionale il limite tra le unità di spiaggia e quelle di piattaforma coincide approssimativamente con la linea batimetrica -10 m, in corrispondenza della quale si verifica anche un passaggio abbastanza netto a granulometrie più fini verso il largo. Utili informazioni relative alla distribuzione dei sedimenti in questo settore sono state fornite da Albani *et alii* (1998).

Dal punto di vista litologico la notevole variabilità granulometrica dei depositi ha indotto a distinguere quattro principali classi tessiturali: sabbia, limo, argilla e torba. Le unità aventi composizione mista sono state attribuite a ciascuna di queste in funzione della granulometria in esse prevalente. Sporadiche segnalazioni di affioramenti litologicamente diversi da quelli circostanti non sono state considerate, in quanto, se ritenute attendibili, avrebbero comportato la mappatura di corpi sedimentari non cartografabili alla scala di rilevamento richiesta.

Sulla Carta Geologica sono stati tracciati anche tutti i lineamenti geomorfologici che hanno fornito un valido contribuito all'identificazione dei depositi, alla distinzione delle varie *facies* ed alla loro attribuzione ai sistemi deposizionali di appartenenza. Pertanto si è ritenuto opportuno riportare le tracce dei paleoalvei, dei paleocanali lagunari e degli antichi cordoni litoranei ed i dossi più pronunciati. E' stata segnalata anche la posizione delle principali bocche lagunari un tempo attive, per meglio comprendere le tappe che hanno segnato l'evoluzione geomorfologica del territorio. Altri lineamenti minori individuati nel corso delle indagini, benché siano serviti all'interpretazione paleoambientale dei depositi, sono stati volontariamente omessi per evitare che il prodotto cartografico finale risultasse di difficile interpretazione.

Le varie informazioni sono state riportate sulla carta mediante l'uso combinato di simboli e colori.

Depositi olocenici e pleistocenici, appartenenti rispettivamente al *Sintema del Po* ed al *Supersintema di Mestre*, sono stati distinti utilizzando colori diversi, per ciascuno dei quali sono state scelte successivamente tonalità differenti per indi-

care unità di ordine inferiore entro lo stesso sintema. Infine, sfumature diverse di ogni tonalità sono servite per definire gli ambienti deposizionali.

La granulometria dei sedimenti è stata rappresentata mediante simboli, variamente colorati in funzione dei processi genetici responsabili della formazione dei relativi depositi.

Lo stesso dicasi dei lineamenti geomorfologici, indicati con opportuna simbologia semplificata e tracciati con tinte diverse per evidenziarne la genesi.

1.1. - La Carta Geologica del Foglio "Venezia"

Il Foglio "Venezia" comprende la parte settentrionale della Laguna di Venezia, la fascia di bacino scolante ad essa adiacente, la freccia litoranea che a partire dal tratto terminale del Fiume Sile si protrae verso SO fino al Porto di Lido ed una limitata porzione di Adriatico settentrionale.

Il settore di terraferma è costituito soprattutto da terreni coltivabili, gran parte dei quali è stata sottoposta ad una completa opera di bonifica prevalentemente tra la fine del XIX secolo e la prima metà del XX.

Il territorio è attraversato dai fiumi Sile e Piave, oggi arginati, che scorrono su dossi sensibilmente elevati rispetto alla pianura circostante. L'area è caratterizzata inoltre da una fitta rete di canali di bonifica, alcuni dei quali seguono il tracciato di antichi percorsi fluviali naturali.

Nel settore nord-occidentale del foglio il Sile scorre con andamento sinuoso verso SE fino a Portegrandi, dove un tempo dava origine ad un apparato deltizio proteso in laguna. Risale infatti al XVII secolo la decisione, da parte della Serenissima, di costruire un diversivo, il Taglio del Sile, da Portegrandi a Caposile, che ne facesse confluire le acque entro l'alveo della Piave Vecchia, l'antico percorso del Piave antecedente a quello attuale presente a valle di San Donà. L'opera, realizzata tra il 1672 ed il 1682 con lo scopo di salvaguardare la laguna dall'interramento, comportò l'allungamento del tratto terminale del Sile di circa 25 km e, nel 1684, lo spostamento definitivo della sua foce al Porto di Piave Vecchia.

Il Piave, invece, attraversa marginalmente il settore nord-orientale del foglio esaminato, in cui compare soltanto un breve tratto del suo percorso rettilineo, diretto NO-SE. Si tratta della direzione di deflusso seguita dal fiume a partire dalla fine del XVII secolo, in seguito ad una serie di interventi artificiali compiuti sul suo originale tracciato che corrispondeva a quello dell'attuale Sile. Nel '500, infatti, temendo che le alluvioni del Piave potessero nuocere al vicino Porto di Lido, fu proposto di deviarne il corso verso NE, senza considerare gli eventuali squilibri che tali opere avrebbero potuto causare. La Serenissima inizialmente decretò l'esecuzione di un diversivo in sinistra Piave, il "Taglio del Re", che,

iniziato nel 1565, venne concluso nel 1579: esso fu realizzato per favorire il deflusso delle sole acque di piena, mentre quelle ordinarie dovevano restare nel vecchio alveo per garantirne la navigabilità. In seguito, poiché l'opera non diede i risultati sperati, si decise un altro intervento: il Piave avrebbe dovuto seguire un nuovo corso immediatamente a valle di San Donà ed alimentare un lago nel territorio esteso a sud di Palazzetto (presso il margine nord-orientale del foglio) e ad est del Taglio del Re; attraverso uno sbarramento le acque sarebbero state fatte defluire in Adriatico più ad est rispetto alla precedente foce. I lavori, iniziati tra il 1641 ed il 1642, vennero conclusi nel 1664, quando il Piave, allagando l'area prevista, diede origine al "Lago della Piave", i cui argini perimetrali si rivelarono ben presto poco resistenti; nel 1683 un'importante rotta causò la scomparsa del lago, le cui acque confluirono nei canali adiacenti, mentre il fiume pose la propria foce a Cortellazzo.

Il sistema fluviale del Piave può considerarsi il principale responsabile dell'evoluzione tardo-pleistocenica ed olocenica di gran parte del territorio: infatti l'"Unità di Nervesa" (conoide del Piave), alla quale appartengono i depositi del settore di pianura costiera ad est del Sile, ha iniziato a formarsi probabilmente dopo i 20.000 anni B.P., quando tale fiume, in uscita dalla fascia collinare pedemontana, iniziò a defluire ad est del Montello (Castiglioni & Favero, 1987; Bondesan *et alii*, 2002a); solo la porzione superficiale di tale unità sembra essere il risultato di eventi deposizionali verificatisi a partire dalla seconda metà dell'Olocene (Bondesan *et alii*, 2002a). Pertanto, tra Piave e Sile la pianura appare costituita da terreni appartenenti al Pleistocene superiore, ai quali si sono sovrapposti depositi più recenti del Piave e, secondariamente, dei fiumi di risorgiva, in particolare Musestre, Vallio e Meolo (Bondesan & Meneghel, 2004). Datazioni eseguite su torbe, prelevate a profondità variabili da 2 a 3 m in corrispondenza del margine centro-settentrionale del Foglio "Venezia", hanno fornito un'età compresa tra 22.000 e 16.000 anni a ^{14}C B.P. (Bondesan & Mozzi, 2002) (Fig.15). Gli studi finalizzati alla realizzazione della Carta Geologica inducono però ad escludere il diretto affioramento del *Supersintema di Mestre* in sinistra Sile, presso il settore di pianura in oggetto compreso nel foglio, e ad attribuire all'Olocene tutti i depositi qui cartografati; si ritiene, comunque, che in quest'area le unità pleistoceniche siano assai prossime alla superficie. Attualmente, quindi, tracce di paleoalvei e rimanenze di dossi fluviali costituiscono l'evidenza dell'antica e mutevole idrografia che ha caratterizzato l'area a partire dal tardo-Pleistocene.

Olocenici sono anche i depositi appartenenti all'"Unità del Sile", impostati lungo la parte distale della giunzione presente tra i conoidi del Brenta ("Unità di Bassano") e del Piave ("Unità di Nervesa") (Bondesan *et alii*, 2002a).

Gran parte delle unità cartografate nella porzione di pianura a SO del Sile, compresa nel Foglio "Venezia", è frutto dell'attività deposizionale di antiche direttrici di deflusso tardo-pleistoceniche del Brenta e quindi attribuita al *Supersintema di*

Mestre. Solo i terreni affioranti lungo la fascia meridionale di terraferma, a ridosso del margine lagunare, risultano avere, invece, età olocenica. Ciò sembra essere confermato dalle datazioni eseguite su due campioni di torba, l'uno raccolto ad ovest di Ca' Noghera, presso il limite occidentale del foglio, a 1,3 m dal piano campagna e l'altro tra Altino e Portegrandi, a 1,7 m dal p.c., i quali hanno fornito età calibrate rispettivamente pari a 10.230-10.170 anni B.P. ed a 9.010-8.630 anni B.P. Queste unità oloceniche, quasi esclusivamente di ambiente alluvionale-deltizio, sono probabilmente il frutto dell'attività deposizionale degli antichi percorsi meridionali del Sile, il cui delta aveva origine nell'area di Altino.

Nel settore di pianura prossimo alla laguna il limite tra le unità oloceniche e quelle pleistoceniche è stato tracciato considerando anche le caratteristiche stratigrafiche e sedimentologiche dei depositi: in particolare, ove presente, si è considerata la profondità del *caranto*, costituito da livelli di sedimenti limoso-argillosi, spesso sovraconsolidati e pertanto particolarmente duri e compatti, ricchi di noduli carbonatici. Nelle zone in cui tale profondità è risultata essere superiore a 1 m dal p.c., le unità affioranti sono state definite oloceniche.

Un primo valido contributo alla comprensione dell'evoluzione olocenica del territorio è stato dato dagli studi geomorfologici, i quali, in particolare, hanno permesso di individuare numerose direttrici estinte di deflusso fluviale e tracce di antichi apparati deltizi, responsabili del modellamento e della progradazione della fascia costiera.

I principali dossi distinguibili sul territorio sono quelli che seguono i percorsi del Sile, del Piave attuale e della Piave Vecchia ed il dosso del "Taglio del Re". Il dosso del Sile propriamente detto termina presso Portegrandi, mentre il tratto a valle di Caposile è frutto dell'attività deposizionale del vecchio corso del Piave. La datazione di una torba rinvenuta alla base del corpo sabbioso fluviale, in prossimità di Caposile, indica che questo ramo del Piave si è attivato solo successivamente al 530-680 d.C. (1.440±60 anni ^{14}C B.P.) (Bondesan & Meneghel, 2004).

Altri ampi dossi, allungati in direzione O-E e caratterizzati da debole rilievo, sono presenti presso il settore nord-occidentale del foglio: essi probabilmente appartengono a corsi d'acqua pleistocenici ed in particolare quelli a sud di Quarto d'Altino potrebbero corrispondere a direttrici estinte del Fiume Brenta (Fig. 15).

Numerose risultano essere invece le tracce dei paleoalvei, generalmente sinuose, continue e ben definite: esse sono più abbondanti nel settore occidentale di terraferma, dove la direzione dei percorsi cambia progressivamente da NO-SE, nella parte settentrionale, a SO-NE, in quella meridionale; ne risulta che gran parte di esse sembra convergere verso il territorio di Portegrandi, dove ha inizio un'ampia bassura che si estende a ridosso della laguna, quasi fino a Caposile. Qui parte di queste tracce si interrompe bruscamente presso il margine lagunare.

Nella fascia centro-settentrionale del foglio, da Marteggia verso est, si rico-

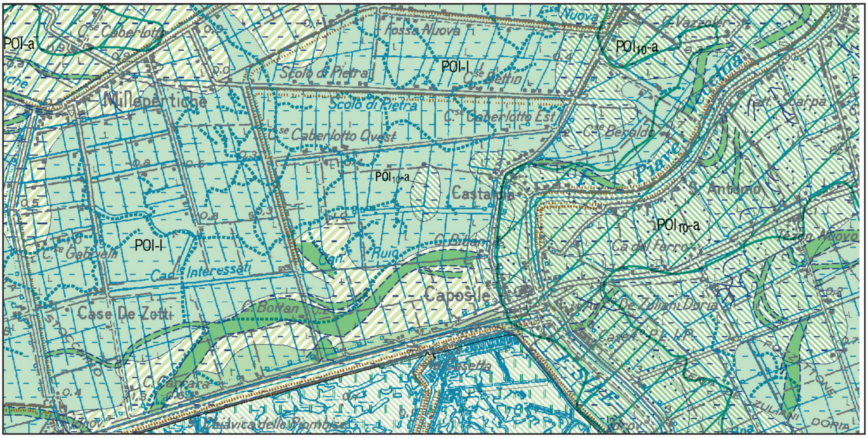


Fig. 47 - *Dettaglio della Carta Geologica del Foglio "Venezia": zona di Caposile.*

noscono antichi percorsi fluviali allungati con continuità in direzione ONO-ESE fino a Millepertiche.

Ad ovest di Caposile è stato individuato un importante paleoalveo, che si sviluppa parallelamente al Taglio del Sile e sembra poi proseguire verso NE seguendo il percorso della Piave Vecchia (Fig. 47): è assai probabile che esso rappresenti un'antica direttrice di deflusso del Piave attivatasi nel secondo millennio a.C., dato che la datazione dei relativi depositi li farebbe risalire al 1390-1540 a.C. (3.200±50 anni ^{14}C B.P.) (Bondesan & Meneghel, 2004).

Alcune tracce fluviali mal definite e discontinue sono presenti anche in sinistra Piave Vecchia: esse, per motivi di direzione, potrebbero essere connesse con antiche diramazioni del sistema plavense, dirette verso l'odierno settore settentrionale della laguna, ma in parte attualmente obliterate da più recenti depositi alluvionali e lagunari. A tale proposito si cita il Canale Caligo, che scorre entro una stretta fascia di sedimenti protesa in laguna, a partire dall'alveo della Piave Vecchia, verso SO (Fig. 48): esso, che già nel 1400 collegava la laguna con il Piave ed aveva subíto interventi mirati a renderlo navigabile e scolmatore delle piene (Favero *et alii*, 1988), prima di essere sistemato come canale artificiale sembra fosse un percorso alternativo naturale del Piave (Favero, 1985). Confermerebbero questa ipotesi sia l'andamento planimetrico sinuoso del primo tratto del suo tracciato, che l'evidenza di numerosi paleocanali intrecciati diretti parallelamente al Caligo ed individuati sulla stessa penisola allungata su cui attualmente esso scorre.

Altre tracce idrografiche relitte si riconoscono chiaramente sui depositi alluvionali emersi che lambiscono la laguna a sud di Valle Dragojesolo, dove la Piave Vecchia (ora Sile) curva ampiamente prima di sfociare in mare (Fig. 48), ed ai lati

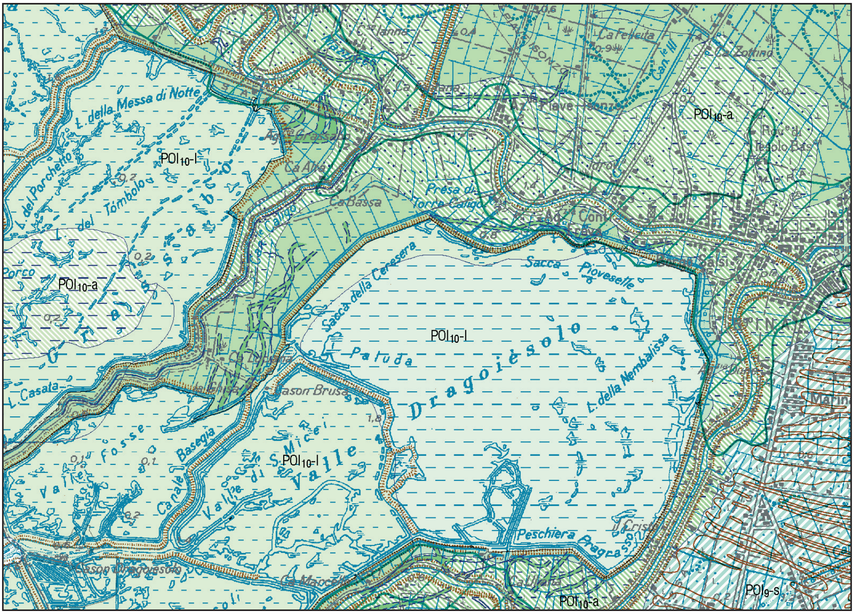


Fig. 48 - *Dettaglio della Carta Geologica del Foglio "Venezia": il settore orientale della laguna.*

del corso attuale del Piave, dove queste tracce appaiono sottili, discontinue e ad esso parallele (Fig. 49); solo presso il settore nord-orientale del foglio si individuano alcune diramazioni rivolte a NE.

Tutti i depositi alluvionali affioranti lungo il corso del Sile ed a nord di esso appartengono al *Sintema del Po*: in particolare sono stati attribuiti all'*Unità di Torcello* i corpi sabbioso-limosi rinvenuti in corrispondenza dei dossi del Sile, della Piave Vecchia e del Piave attuale e gran parte dei sedimenti cartografati nel territorio compreso tra il vecchio ed il nuovo corso del Piave.

Lo spessore dei depositi olocenici del Sile diminuisce progressivamente allontanandosi dal corso d'acqua: sulla carta il limite che li separa dalle unità tardo-pleistoceniche è stato posto dove tale spessore si riduce a meno di circa 0,7 m. Non è escluso, pertanto, che sedimenti appartenenti al *Sintema del Po* localmente drappeggino la superficie del terreno anche in corrispondenza delle aree in cui risulta affiorare il *Supersintema di Mestre.*

Considerate le caratteristiche stratigrafiche e sedimentologiche del terreno presso il settore nord-occidentale del foglio, si ritiene che alcuni affioramenti sabbiosi qui cartografati non siano attribuibili alla deposizione olocenica del Sile. Infatti i risultati delle datazioni di due campioni prelevati ad ovest di Quarto d'Al-

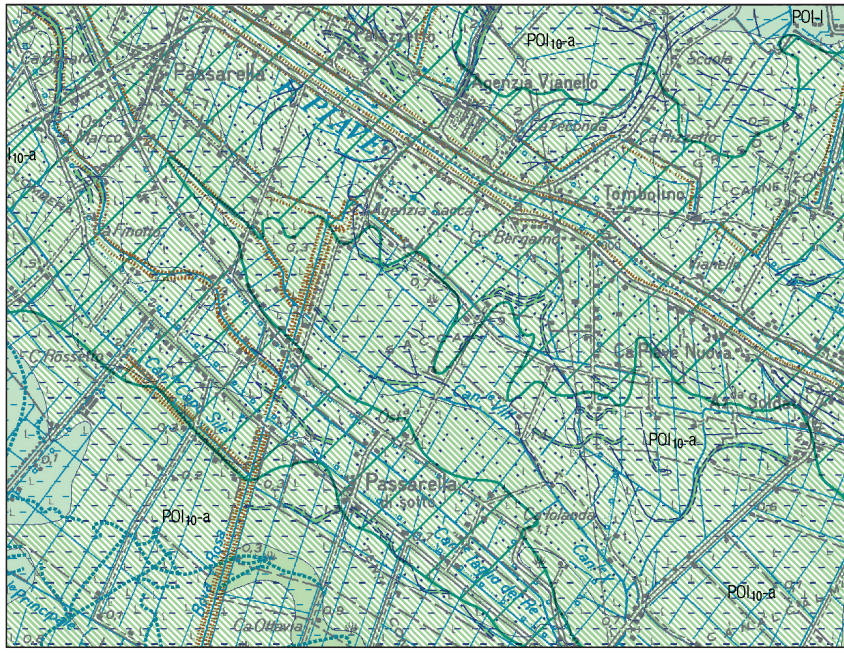


Fig. 49 - *Settore nord-orientale della Carta Geologica del Foglio "Venezia".*

tino, l'uno a 0,8 m dal p.c. e l'altro a 1,35 m dal p.c., entrambi appartenenti ad unità limoso-argillose organiche immediatamente sottostanti le sabbie, hanno fornito età calibrate rispettivamente pari a 18.200-17.320 anni B.P. e 19.240-18.300 anni B.P. Dato che la sedimentazione in corrispondenza della conoide pleistocenica del Brenta è cessata 14.500 anni ^{14}C B.P. (Bondesan *et alii*, 2002a; Mozzi *et alii*, 2003), si ritiene che i depositi sabbiosi considerati siano stati accumulati dall'attività di corsi d'acqua attivi in un periodo compreso tra circa 17.000 e 14.000 anni B.P.; la loro presenza, in corrispondenza di antichi dossi e tracce di paleoalvei non appartenenti al sistema del Sile, avvalora questa ipotesi.

Altrove, come già anticipato, l'utilizzo dei dati disponibili non ha permesso invece di definire in modo preciso l'estensione dell'*Unità di Malamocco* o di distinguerla da quella *di Torcello*: i relativi depositi fluviali sono stati pertanto inclusi genericamente nel *Sintema del Po*.

Una fitta rete di antichi sottili canali lagunari è presente nell'ampia zona depressa estesa a ridosso del margine lagunare e compresa tra il Canale Fossetta e la Piave Vecchia (Fig. 50): evidenze di carattere geomorfologico e sedimentologico indicano che alcuni di questi hanno impostato il loro tracciato su precedenti percorsi fluviali estinti. Qui l'antica presenza di un ambiente marginale palustre

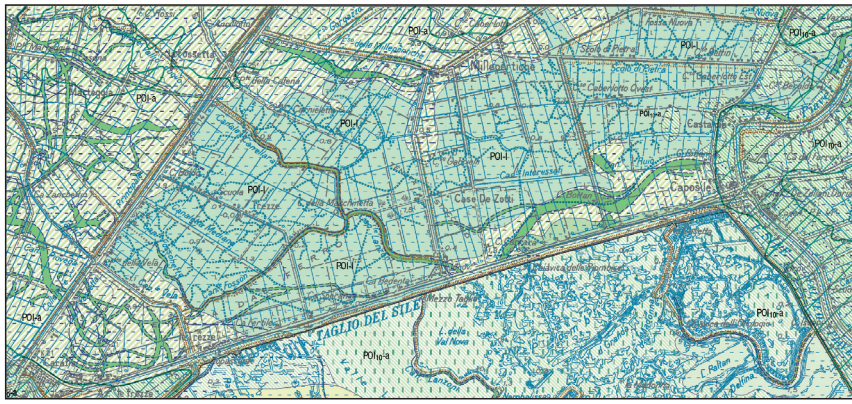


Fig. 50 - *Dettaglio della Carta Geologica del Foglio "Venezia": settore a nord del Taglio del Sile.*

è testimoniata, oltre che dal contenuto faunistico, anche dalle caratteristiche sedimentologico-stratigrafiche dei depositi, come l'abbondanza di resti vegetali nei sedimenti (spesso si riconoscono frammenti di canne) o il rinvenimento di livelli di torba.

Un altro sistema di paleocanali lagunari si riconosce nel tratto di pianura esteso tra la Piave Vecchia ed il dosso del Taglio del Re (Fig. 51). Questi elementi, in concomitanza con studi di carattere paleoambientale, hanno permesso di definire il limite raggiunto dall'ingressione lagunare in terraferma.

Analogamente a quanto già riscontrato nel settore settentrionale della Laguna di Venezia (Alberotanza *et alii*, 1977), dalle datazioni effettuate su campioni di sostanza organica e su frammenti di conchiglie, prelevati a profondità generalmente inferiori a 2 m, è stato possibile dedurre che tale ingressione non si è verificata ovunque in modo isocrono ed è stata chiaramente influenzata dalle condizioni morfologiche preesistenti sul territorio e dall'attività fluviale dei corsi d'acqua, i cui depositi sono talora interdigitati con quelli lagunari.

Dal punto di vista cronologico anche in questo caso, ogni qualvolta gli studi condotti non hanno permesso di distinguere l'*Unità di Torcello* da quella *di Malamocco*, i relativi depositi sono stati attribuiti indistintamente al *Sintema del Po*.

Le poche datazioni disponibili indicano che nel settore esteso tra il Canale Fossetta e la Piave Vecchia (Fig. 50) l'ingressione lagunare si è verificata in epoca pre-romana: frammenti di conchiglie prelevati ad est di Millepertiche, a -0,90 m dal piano campagna, sono stati datati 3.320±40 B.P. (Cal 1320-1110 B.C., Cal 3.270-3.060 B.P.); analogamente più a sud, a ridosso del Taglio del Sile, bioclasti raccolti a -0,75 m dal p.c. hanno fornito un'età pari a 3.020±40 B.P. (Cal 910-780 B.C., Cal 2.860-2.730 B.P.). Queste informazioni confermano che i sedimenti inglobanti appartengono all'*Unità di Malamocco*, ma non sono sufficienti a sta-

bilire se ad essa possano essere effettivamente attribuiti tutti i depositi lagunari che affiorano nell'intera area considerata. Anche la presenza di orizzonti superficiali decarbonatati, soprattutto verso occidente, indicherebbe trattarsi di depositi antichi.

Nella fascia di terraferma estesa lungo il Taglio del Sile (Fig. 50) l'assetto stratigrafico appare complicato anche dall'interdigitazione tra sedimenti lagunari ed alluvionali, questi ultimi in parte connessi con l'attività deposizionale dell'antico corso d'acqua di cui rimane traccia nel paleoalveo qui individuato. L'esistenza di un canale lagunare impostatosi lungo questa direttrice fluviale indica che nuove condizioni di laguna si sono instaurate in seguito all'abbandono dell'alveo; esse comunque non sembrano avere particolarmente rielaborato i sedimenti alluvionali precedenti e neppure essersi rese responsabili di significativi processi deposizionali.

Nella rappresentazione cartografica il limite delle unità lagunari in realtà non coincide con l'effettiva estensione dell'evento trasgressivo. Nei pressi di Marteggia, ad esempio, sono stati localmente rinvenuti bioclasti marini entro il primo metro di sottosuolo: poiché si tratta di segnalazioni sporadiche e discontinue, in un'area in cui è assai meglio documentata la presenza di depositi fluviali,

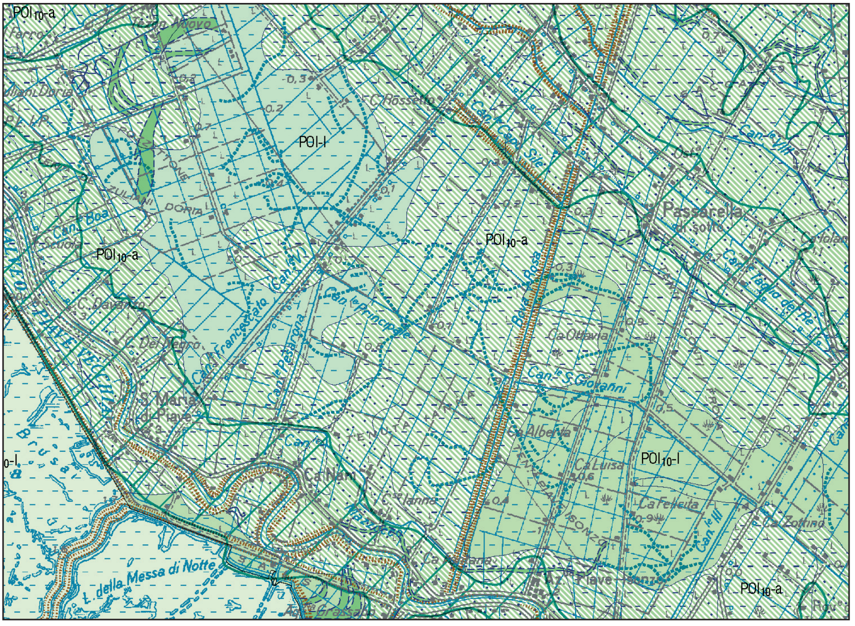


Fig. 51 - *Dettaglio della Carta Geologica del Foglio "Venezia": settore esteso tra l'alveo della Piave Vecchia ed il Taglio del Re.*

si è ritenuto opportuno includere tali affioramenti nelle unità di ambiente alluvionale; nonostante non si escluda l'ipotesi che si tratti di sedimenti in parte rimaneggiati, si ritiene che essi possano rappresentare le propaggini più interne dell'antica laguna. Analoghe considerazioni possono essere estese anche alla zona di Altino, sito di interesse archeologico di età romana: qui, infatti, popolazioni paleovenete si erano insediate già nel VII secolo a.C. e, favorite dalla particolare posizione dell'area, ubicata in corrispondenza del margine nord della laguna, avevano dato origine ad uno dei più importanti scali dell'Adriatico settentrionale. Nel corso delle indagini stratigrafiche qui condotte, a partire da circa 50 cm sotto il piano campagna sono stati localmente rinvenuti depositi, spessi al massimo qualche decimetro, contenenti bioclasti, limitati al tetto ed al letto da unità di origine alluvionale: si tratta di precisi indicatori utili per individuare la posizione del margine lagunare interno in età romana.

Lo stesso dicasi delle unità lagunari cartografate nel territorio compreso tra i dossi della Piave Vecchia, del Taglio del Re e del Piave attuale. In particolare, osservando la Carta Geologica, si nota che alcune tracce di antichi canali lagunari sono state segnate in corrispondenza di depositi di ambiente alluvionale (Fig. 51); tale scelta è stata dettata dalla constatazione che, dove ciò si verifica, la genesi dei depositi affioranti è attribuibile prevalentemente a processi di tipo fluviale, mentre più scarsa è la presenza di indizi di ambiente lagunare.

In sinistra Piave Vecchia, unità lagunari sono state cartografate in due aree distinte, situate rispettivamente ad est di Caposile e a nord di Jesolo (Fig. 51). Alcune datazioni sono state effettuate su frammenti di conchiglie provenienti dalla zona a nord di Jesolo; in particolare, si riportano i risultati ottenuti da tre di queste, relative a campioni prelevati a diverse profondità a SE del dosso del Taglio del Re, in quanto permettono di inquadrare, dal punto di vista cronologico, i sedimenti lagunari presenti in tutto l'affioramento fino a circa -1,5 m dal piano campagna. La prima, riferita a bioclasti raccolti a -0,75 m dal p.c., ha fornito un'età di 890±40 anni B.P. (Cal A.D. 1030-1240, Cal 920-710 B.P.), la seconda, effettuata su gusci rinvenuti a -0,90 m dal p.c., è risultata pari a 2.130±40 anni B.P. (Cal 350-300 B.C., Cal 2.300-2.250 B.P. e Cal 220-50 B.C., Cal 2.170-2.000 B.P.), mentre frammenti di conchiglie presenti a -1,40 m dal p.c. risalgono a 3.010±40 anni B.P. (Cal 900-770 B.C., Cal 2.850-2.720 B.P.). I dati cronologici disponibili, in associazione a tutte le altre indagini condotte sul territorio per la realizzazione della Carta Geologica, hanno indotto ad attribuire i depositi lagunari affioranti a nord di Jesolo all'*Unità di Torcello*. Più difficile, invece, è stato definire a quali unità possano appartenere quelli ad est di Caposile, dato che in tal caso l'unica datazione disponibile, effettuata su frammenti di conchiglie prelevate a 0,95 m di profondità, ha fornito un'età pari a 2.670±40 anni B.P. (Cal 500-340 a.C., 2.450-2.290 B.P.).

Poiché una rete di paleocanali lagunari, estesa con continuità da NO a SE, collega le due aree (Fig. 51), non è escluso che, nonostante il dato cronologico sopra

riportato, anche i depositi lagunari affioranti in quest'ultimo settore possano in realtà essere almeno in parte post-romani; nell'incertezza, quindi, essi sono stati attribuiti genericamente al *Sintema del Po*. Le datazioni disponibili testimoniano, comunque, come in questo territorio le condizioni lagunari si siano instaurate già prima dell'attivazione della Piave Vecchia.

Avvicinandosi ai corsi del Piave attuale e della Piave Vecchia i sedimenti legati all'attività deposizionale recente di questi corsi d'acqua ricoprono, con spessori progressivamente crescenti, quelli lagunari descritti, i quali, dal punto di vista litologico, sono costituiti quasi esclusivamente da limi.

Numerose tracce di antichi cordoni litoranei sono presenti invece sulla fascia di pianura costiera, estesa ad est del tratto terminale della Piave Vecchia (Fig. 52), per una larghezza di circa 3,5 km misurati a partire dal litorale verso nord. Esse, benché scarsamente distinguibili sul terreno per la quasi totale mancanza di rilievo, appaiono invece particolarmente evidenti sulle fotografie aeree. Castiglioni & Favero (1987) suggeriscono che già in origine i cordoni potrebbero essere stati



Fig. 52 - Dettaglio della Carta Geologica del Foglio "Venezia": tracce di antichi cordoni litoranei ai lati del tratto terminale dell'alveo della Piave Vecchia.

caratterizzati da scarso volume o avere avuto un periodo di "vita" breve come forme attive, senza escludere la possibile influenza di fattori erosivi successivi alla loro formazione. E' certo, comunque, che una consistente opera di distruzione per spianamento è stata condotta in tempi più recenti, durante gli interventi di bonifica e le successive pratiche agricole a cui l'intero territorio è stato sottoposto.

La particolare disposizione dei cordoni permette di riconoscere la presenza di tre diverse unità morfologiche che, dalla più antica alla più recente, possono essere elencate schematicamente come segue (Rizzetto, 2000):

- parte di un notevole apparato deltizio in sinistra Piave Vecchia (immediatamente a sud di Jesolo), di cui è conservata solo l'ala destra, un po' arretrata rispetto a Lido di Jesolo;
- i resti dell'ala destra di un delta presso Lido di Jesolo, in posizione più avanzata rispetto alla precedente e parzialmente discordante;
- l'apparato di foce della Piave Vecchia, che probabilmente si è sviluppato mentre avveniva l'erosione dei precedenti apparati deltizi.

I corsi d'acqua che hanno dato origine a queste unità sono da ricercare tra le antiche direttrici di deflusso del Piave, che probabilmente sfociavano nei pressi di Cortellazzo o poco più ad est (Favero, 1985; Rizzetto, 2000); il loro abbandono e l'attivazione della Piave Vecchia sono stati eventi che hanno cambiato radicalmente l'evoluzione della fascia costiera.

L'odierno litorale, morfologicamente rettilineo, appare fortemente urbanizzato e caratterizzato da spiagge sabbiose sottili con debole pendenza, in cui sono presenti sporadici rilievi eolici aventi modesto sviluppo longitudinale e verticale, visibilmente rimaneggiati dalle attività antropiche: essi rappresentano ciò che resta dei lunghi e potenti apparati di dune, che fino agli inizi del XX secolo costituivano la principale difesa nei confronti delle mareggiate, poi quasi completamente distrutti dai processi di erosione costiera e dalle attività connesse con lo sviluppo turistico-residenziale dell'area. Attualmente opere di difesa parallele e trasversali proteggono la costa dai processi erosivi in atto.

I depositi affioranti in tutta l'area in cui sono state individuate le tracce degli antichi cordoni litoranei sono costituiti da sabbie, con contenuto variabile di limo, deposte in ambiente litorale di spiaggia e spesso rielaborate da processi eolici (Rizzetto, 2000). Tra successivi allineamenti sono stati localmente rinvenuti sedimenti più fini, talora organici, chiara espressione di accumuli in aree depresse interdunari.

Nonostante la genesi comune, i depositi descritti sono stati attribuiti ad unità stratigrafiche diverse in funzione della loro età. Studi precedenti hanno permesso di stabilire la cronologia degli eventi responsabili dell'evoluzione di questo territorio (Fig. 53) (Rizzetto, 2000; Rizzetto & Bondesan, 2000; Bondesan *et alii*, 2003a).

L'allineamento più settentrionale, disposto OSO-ENE lungo la direttrice Jesolo-Torre di Fine, rappresenta l'evidenza della più antica linea di costa finora

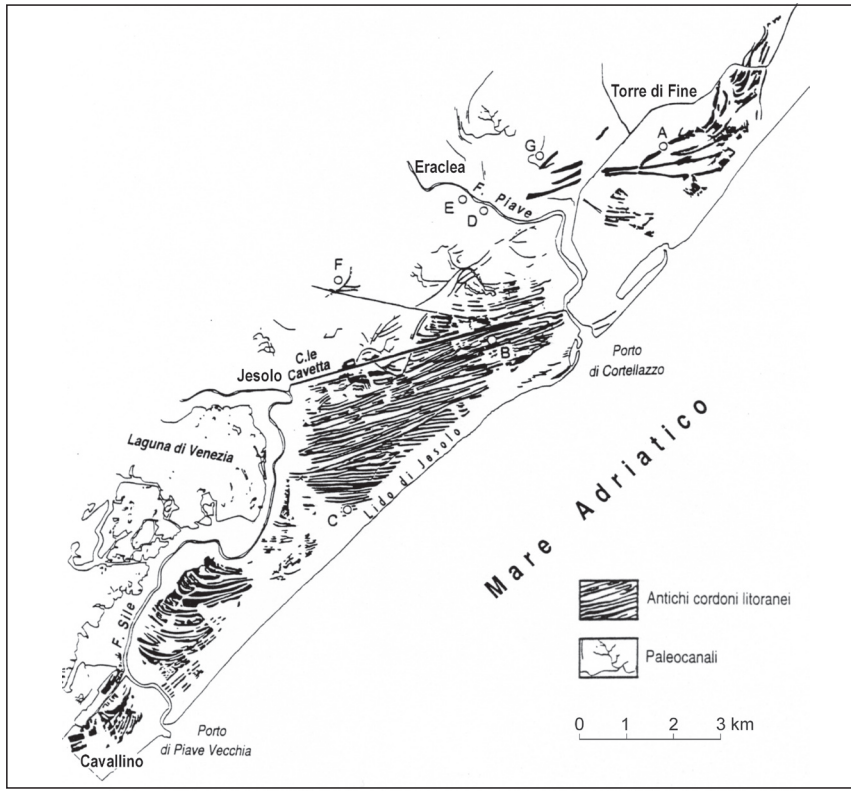


Fig. 53 - *Tracce di antichi cordoni litoranei nella pianura costiera del basso Piave. Datazioni al ^{14}C: A) 5.460±60 anni ^{14}C B.P.; B) 4.380±60 anni ^{14}C B.P.; C) 2.900±70 anni ^{14}C B.P.; D) 955±55 anni ^{14}C B.P.; E) 1.200±190 anni B.P.; F) 660±40 anni B.P. (da* Rizzetto, *2000, modificata).*

identificata nell'area del Basso Piave, forse connessa con i depositi litoranei individuati più ad ovest, nel settore settentrionale della Laguna di Venezia, poco a monte dell'allineamento S. Erasmo - Lio Piccolo - Lio Maggiore e fatti risalire a circa 6.500 anni fa (Favero, 1985; Favero *et alii*, 1988; Blake *et alii*, 1988). Da S. Erasmo essa si dirige verso la zona di S. Nicolò di Lido, da cui poi prosegue verso SO, attraversando la laguna meridionale nei pressi del Canale di Val Grande e raggiungendo così il territorio di Cavarzere (Favero *et alii*, 1988). La sua disposizione tra S. Erasmo e S. Nicolò di Lido era probabilmente influenzata dalle preesistenti condizioni morfologiche dell'area, data la locale presenza di un ampio dosso di età pleistocenica, attribuibile ad un antico percorso del Brenta, a NO di Venezia e proteso verso mare in corrispondenza della Bocca di Lido (Favero *et alii*, 1988; Tosi, 1994c).

In terraferma le posizioni assunte dalla linea di costa, a partire dalla fase di massima ingressione marina, risultano essere meglio documentate che non in laguna. Su una fascia estesa fino a circa 1,7 km a sud del Canale Cavetta, gli antichi cordoni litoranei sono disposti in direzione O-E, poi assumono orientamento ONO-ESE, formando, con i precedenti, angoli mediamente pari a 15° (Fig. 52); le tracce di questi ultimi appaiono troncate dall'attuale linea di riva secondo angoli compresi tra 25° e 38° (Rizzetto, 2000).

La datazione di un campione di argille organiche, raccolto a sud del Canale Cavetta, nei pressi di Cortellazzo, ad una profondità pari a 40-78 cm dal piano campagna, ha fornito un'età pari a 4.380±60 anni ^{14}C B.P. (3327-2883 a.C.); il contesto geomorfologico-sedimentologico generale in cui si trovavano tali sedimenti fa supporre che essi siano stati deposti in corrispondenza di una modesta depressione interdunare. Più recente è risultato essere invece un campione prelevato alla profondità di 60-75 cm dal piano campagna poco a monte del litorale di Jesolo, costituito da sabbie litorali eoliche contenenti abbondanti fibre vegetali, datate 2.900±70 anni ^{14}C B.P. (1.366-900 a.C.) (Rizzetto, 2000; Bondesan *et alii*, 2003a). Questi risultati inducono a ritenere che la formazione dei cordoni in destra Piave, a sud del Canale Cavetta, sia cominciata durante il periodo di transizione Atlantico-Subboreale. Il dato fornito dal primo campione rende evidente un sensibile distacco cronologico per il sistema di cordoni litoranei posto più a sud, la cui formazione potrebbe essersi verificata a partire dalla seconda metà del Subboreale, preceduta da una fase erosiva che avrebbe eliso parte dei cordoni precedenti e portato la linea di costa a stabilirsi in direzione OSO-ENE prima di iniziare una nuova progradazione (Rizzetto, 2000).

Ben sviluppato risulta essere infine l'apparato deltizio della Piave Vecchia, attraverso cui oggi il Sile sfocia nel Mare Adriatico (Fig. 52): anch'esso è caratterizzato dalla presenza di numerosi cordoni litoranei continui e ben definiti, che per forma e disposizione permettono di riconoscere le progressive modificazioni subite dal delta nel corso della sua evoluzione. L'attivazione della Piave Vecchia in epoca post-romana permette di stabilire che si tratta di un'unità di recente formazione.

Le considerazioni sopra esposte hanno indotto ad attribuire all'*Unità di Malamocco* i depositi affioranti e subaffioranti in corrispondenza dei cordoni litoranei più antichi, mentre quelli costituenti il delta della Piave Vecchia e presenti presso l'attuale litorale (emerso e sommerso) sono stati considerati parte dell'*Unità di Torcello*.

Precedenti studi di carattere prevalentemente geomorfologico ed archeologico hanno permesso di ricostruire le varie tappe che hanno segnato lo spostamento della linea di costa ad ovest della foce della Piave Vecchia nel corso degli ultimi 2.000 anni (Fig. 54); da essi si desume che gran parte degli attuali depositi di spiaggia emersi si è formata in tempi relativamente recenti, come confermano le ulteriori in-

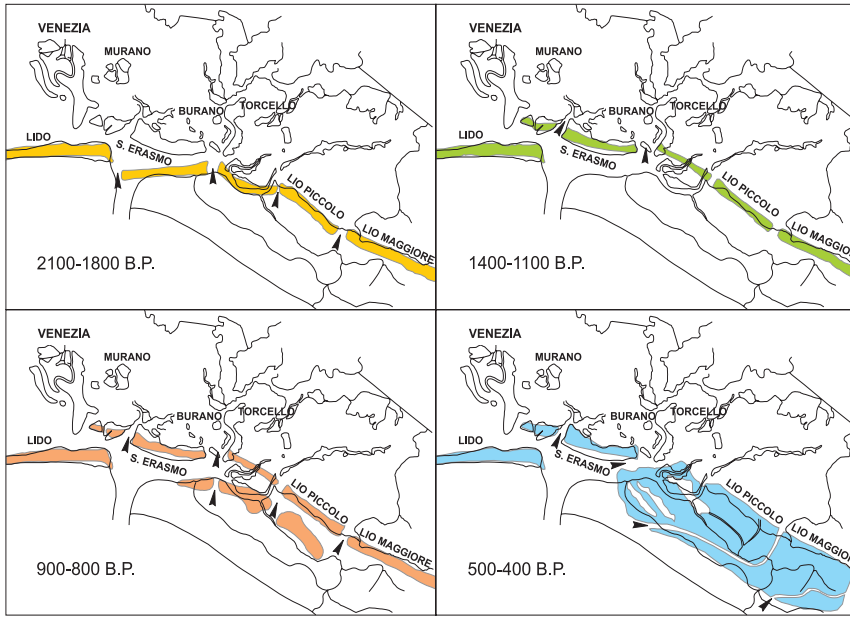


Fig. 54 - *Spostamenti della linea di costa dedotti da indicatori geoarcheologici- geomorfologici-geoambentali ed indicazione delle antiche bocche di porto (da* Bonardi et alii, *1997, modificata).*

dagini compiute nell'ambito della realizzazione della Carta Geologica, e può essere attribuita all'*Unità di Torcello*. In base a quanto affermato in precedenza, si ritiene invece che i sedimenti sabbiosi affioranti presso i cordoni litoranei di Lio Piccolo e Lio Maggiore appartengano all'*Unità di Malamocco*, mentre incerta appare l'età di alcuni depositi situati presso S. Erasmo e tra Lio Piccolo ed il Cavallino, in corrispondenza dei quali le due unità non sono state distinte (Fig. 55).

In epoca storica, comunque, la tendenza evolutiva del litorale è stata ampiamente influenzata anche dai massicci interventi antropici effettuati prevalentemente sulla rete idrografica, al fine di salvaguardare il bacino lagunare, e le relative bocche, dall'interramento. Con particolare riferimento al tratto di costa in esame, il problema di mantenere efficiente la Bocca di Lido, insidiata dall'arrivo di sedimenti da NE, si è presentato sin dal 1300 (Colombo, 1970; Favero *et alii,* 1988). Progressivamente, infatti, le alluvioni della Piave Vecchia hanno favorito lo sviluppo di uno scanno sabbioso, con conseguente spostamento del "Porto di Lio Mazor" (attraverso cui, fino al XVI secolo, defluivano in mare le acque della parte settentrionale della laguna) verso SO, fino a farlo diventare un canale interno, il Canale Pordelio (Fig. 56). L'allungamento della Punta di Lio Mazor ed il suo allargamento verso mare sono responsabili della formazione dell'attuale



Fig. 55 - *Dettaglio della Carta Geologica del Foglio "Venezia": tracce di antichi cordoni litoranei nella laguna a nord del litorale di Cavallino.*

litorale di Cavallino proteso fino a Punta Sabbioni e della posizione arretrata che oggi spetta al lido di S. Erasmo, un tempo a contatto con il mare.

Nonostante sui lidi di Cavallino e di S. Erasmo siano evidenti i segni del rimaneggiamento dovuto alle attività antropiche, sul terreno sono tuttora riconoscibili tracce di antichi cordoni litoranei (Fig. 57). Gran parte di esse, essendo mal definita in quanto alterata dalle attività umane, non è stata cartografata, preferendo riportare solo gli allineamenti chiaramente distinguibili.

Al contrario, l'attuale cordone litoraneo emerso che a partire dal Porto di Lido si allunga verso SO appare fortemente urbanizzato: le indagini sedimentologiche e stratigrafiche hanno mostrato che qui, entro i primi 2 m di sottosuolo, i depositi risultano essere in genere assai rimaneggiati.

Contemporaneamente ai cordoni litoranei, si è evoluta anche la laguna ad essi retrostante: il primo bacino lagunare, formatosi a ridosso della linea di costa più antica, non giungeva a Burano e Torcello (Favero *et alii*, 1988). I più antichi depositi lagunari finora rinvenuti nella laguna settentrionale sono stati individuati nell'area di Scanello, a NE di S. Erasmo, alla profondità di -5,95 m s.l.m.; essi sono stati datati 5.064±130 anni B.P. (età calibrata: 2594-2202 B.C.) (Serandrei Barbero *et alii*, 2004) e poggiano su sedimenti continentali pre-olocenici.

Quindi, rispetto al settore meridionale della Laguna di Venezia, dove la trasgressione olocenica si è manifestata circa 11.000 anni B.P., nel bacino settentrionale

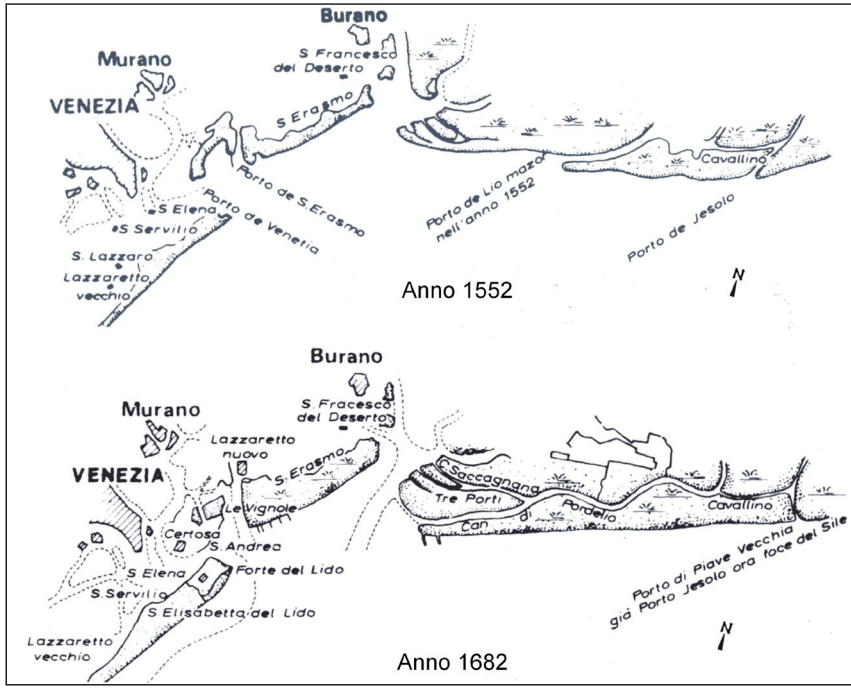


Fig. 56 - *Evoluzione della Bocca di Lido tra il XVI ed il XVII secolo (da* Colombo, *1970).*



Fig. 57 - *Dettaglio della Carta Geologica del Foglio "Venezia": tracce di vecchi cordoni litoranei presso i lidi di S. Erasmo e Cavallino.*

l'ingressione marina si è verificata in tempi relativamente più recenti (Bortolami *et alii*, 1984; Tosi, 1994c; Serandrei Barbero *et alii*, 2001). L'evoluzione della laguna nord è stata condizionata dalla presenza di antiche direttrici di deflusso del Piave, il cui percorso ha attraversato l'area prima della formazione della laguna stessa e forse durante le sue prime fasi evolutive; sembra si possa escludere, invece, che importanti rami del Piave vi si siano immessi direttamente a partire dall'epoca romana in poi (Favero, 1985).

Benché in tempi più recenti rispetto al Piave, anche il Sile, fiume di risorgiva, ha influenzato l'evoluzione del bacino lagunare settentrionale. Attualmente il suo naturale percorso segue la traiettoria che da Quarto d'Altino si dirige verso SE fino a Portegrandi, dove un tempo, prima della costruzione del Taglio del Sile, sfociava in laguna. Questa direttrice di deflusso rappresenta solo uno dei suoi sette rami di foce segnalati nel territorio nel XV secolo; i principali erano il Canale Silone (Canal Dolce), il Canale Siloncello ed il Canale Siletto, mentre altri, di minore importanza, vennero avulsi (Canale Lanzoni) o furono riutilizzati da corsi d'acqua vicini (Fiume Dese) (Comel, 1968). Il tracciato di alcuni importanti canali lagunari attuali coincide in realtà con i tratti terminali di questi rami deltizi: è probabile infatti che il Silone scorresse lungo il Canale della Dossa verso l'Isola di S. Ariano ed il Siletto lungo il Canale Cenesa, che proseguiva poi nel Canale S. Felice; un'altro percorso, più occidentale, da Quarto d'Altino doveva seguire il tratto finale del Dese che poi convergeva nel Canale di Burano (Comel, 1968). Pertanto, per non perdere informazioni relative all'estensione del vecchio apparato deltizio del Sile in laguna, si è ritenuto opportuno indicare come "paleoalvei" parte di alcuni canali lagunari prossimi alla terraferma, facendo riferimento anche a quanto indicato nelle carte storiche.

Si hanno notizie del Sile già in epoca romana, quando il tratto inferiore del suo tracciato era spostato più ad est dell'attuale e forse costituiva con il Piave un unico sistema caratterizzato da una confluenza dei percorsi a canali multipli (Favero, 1985; Rizzetto, 2000). Alla fine dell'epoca romana, invece, può essere attribuito lo spostamento dell'alveo in territorio di Altino: il conseguente sviluppo di un apparato di foce endo-lagunare "composito" (così definito in quanto costituito da una serie di corpi deltizi minori adiacenti, situati lungo il margine lagunare interno, ciascuno in corrispondenza dello sbocco di un ramo di foce) ha influenzato l'evoluzione successiva di tutta l'area compresa tra Campalto e Valle di Ca' Zane, trasformando in torbiere e paludi di acqua dolce le zone precedentemente caratterizzate da condizioni di laguna (Favero, 1985). Reperti archeologici e datazioni hanno permesso di definire i relativi depositi di età tardo-romana e soprattutto medievale.

A partire dal XVII secolo la definitiva quasi totale scomparsa dell'ambiente dulcicolo, sostituito nuovamente da quello lagunare, è da imputare all'estromissione del Sile dalla laguna stessa, nonostante tale processo fosse probabilmente

già iniziato nel tardo-Medioevo per la realizzazione di interventi di modifica sulla rete lagunare.

L'evoluzione di quest'area è stata oggetto di precedenti studi (Alberotanza *et alii*, 1977; Favero & Serandrei Barbero, 1981; 1983; Favero *et alii*, 1995; Serandrei Barbero *et alii*, 1997; Serandrei Barbero *et alii*, 2004) che hanno permesso di riconoscere le diverse condizioni deposizionali e paleoambientali che si sono verificate nel corso del tardo-Olocene, con particolare riferimento al periodo post-romano. Essi hanno fornito un ottimo supporto alle nuove indagini condotte per la realizzazione della Carta Geologica, le quali, aggiungendo nuovi dati ai precedenti, hanno confermato ed arricchito di informazioni la conoscenza del territorio. Per quanto concerne gli attuali depositi affioranti, rimane traccia di unità deltizie, prevalentemente limose, in corrispondenza del margine lagunare, in particolare dove i canali Silone e Lovigno-Dolce defluiscono in laguna, limitando una lingua di terra, protesa verso sud, su cui è stato individuato un modesto dosso, caratterizzato da debole rilievo (Fig. 58).

In quest'area si ritiene di poter attribuire i depositi affioranti all'ambiente deltizio, nonostante siano evidenti numerose tracce di vecchi canali lagunari e, come già segnalato da Comel (1968), entro queste alluvioni siano intercalati sedimenti di fondo lagunare.

Altri depositi di ambiente deltizio sono quelli torbosi di età medievale presenti ad est della Palude della Rosa (Fig. 58) e quelli argillosi segnalati ad ovest della Palude di Cona, presso l'attuale foce del Fiume Dese (Fig. 59). Tutte queste unità poggiano direttamente su sedimenti lagunari.

Considerazioni di carattere stratigrafico, in concomitanza con i dati cronologici disponibili, inducono ad escludere che in laguna, al limite con la terraferma, affiorino unità fluvio-deltizie attribuibili agli antichi corsi d'acqua di cui rimane testimonianza nei numerosi paleoalvei individuati nel territorio adiacente.

Un'evoluzione recente parzialmente diversa sembra aver avuto la parte nord-orientale del bacino lagunare. Fino al 1500 Palude Maggiore, Val Dogà, Valle Grassabò e le zone vicine formavano infatti un unico bacino con una propria bocca, il "Porto di Lio Mazor"; a partire dal XVI secolo esso entrò a far parte del più esteso bacino di Lido, a causa della scomparsa di questa bocca lagunare, dovuta, come già precedentemente spiegato, al cospicuo arrivo di sedimenti terrigeni da NE.

Durante il Medioevo la tracimazione delle acque del Piave favorì inoltre lo sviluppo di paludi e torbiere lungo tutta la fascia orientale della laguna settentrionale. A partire dal 1700 però, con lo spostamento del corso del Piave verso est e l'immissione del Sile nel suo vecchio alveo, esse progressivamente si trasformarono in barene e vennero sommerse; il processo fu favorito dal costipamento del substrato e dalle scarse torbide del Sile, le cui acque erano meno abbondanti rispetto a quelle del Piave e quindi meno soggette alle piene (Favero, 1985). Tali condizioni caratterizzano tuttora l'area: depositi alluvionali, costituiti da torbe e

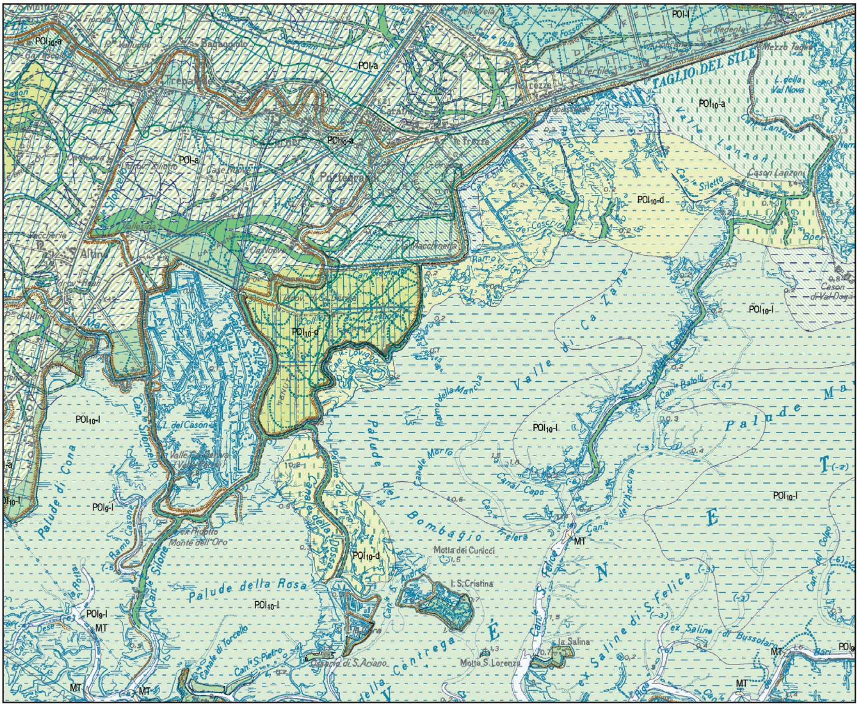


Fig. 58 - *Dettaglio della Carta Geologica del Foglio "Venezia": antichi rami deltizi del Sile.*

sedimenti fini prevalentemente argilloso-limosi, sono presenti in Val Dogà (Fig. 60), sostituiti verso ovest da unità lagunari. Le datazioni eseguite sui depositi alluvionali palustri, prelevati a profondità non superiori ad 1 m dal fondale lagunare, indicano trattarsi di unità post-romane.

In tutto il restante settore di laguna compreso all'interno del Foglio "Venezia" affiorano quasi esclusivamente depositi di ambiente lagunare appartenenti all'*Unità di Torcello*, in genere limosi e con variabile contenuto di sabbia e/o argilla; granulometrie più fini, prevalentemente argillose, si rinvengono nella parte più settentrionale, presso Valle di Ca' Zane e Palude Maggiore.

Le sabbie affioranti in corrispondenza dei fondali a sud di S. Erasmo sono state accumulate, invece, in ambiente litorale di spiaggia, contrariamente a quelle cartografate tra Venezia ed il Lido di S. Nicolò, le quali, pur appartenendo anch'esse originariamente a depositi di spiaggia, mostrano evidenze di tipo lagunare.

A Venezia ed in corrispondenza delle isole minori sedimenti di riporto, aventi granulometrie miste, caratterizzano, invece, gli strati più superficiali.

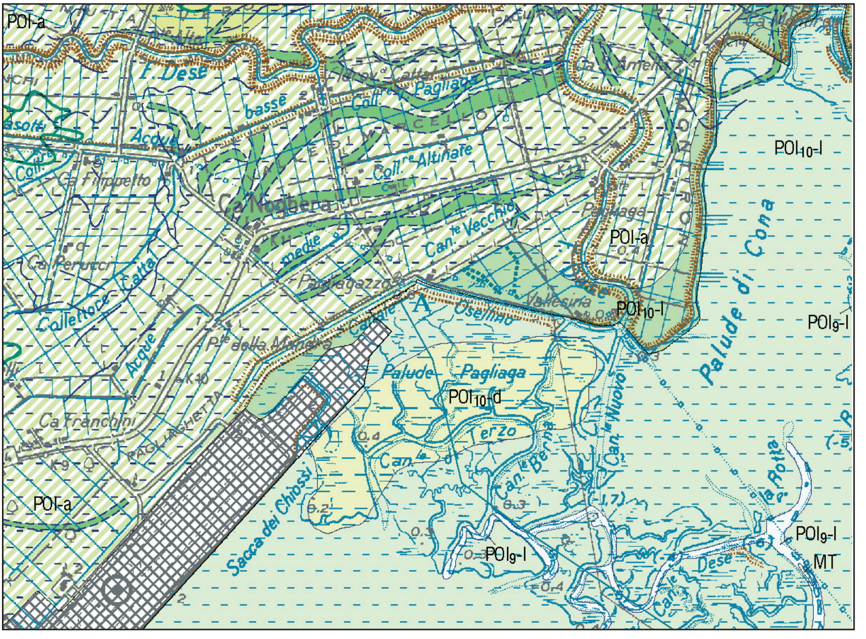


Fig. 59 - *Dettaglio della Carta Geologica del Foglio "Venezia": la foce del Dese.*

Dal punto di vista cronologico i depositi sommersi cartografati in laguna sono stati attribuiti quasi esclusivamente all'*Unità di Torcello*. Sedimenti più antichi affiorano solo nei canali, entro i quali sono stati rinvenuti limi lagunari e sabbie di spiaggia appartenenti all'*Unità di Malamocco* e depositi alluvionali riferibili al *Supersintema di Mestre*: i limi lagunari dell'*Unità di Malamocco* sono prevalenti, mentre le sabbie di spiaggia sono state trovate solo nell'area del Porto di Lido ed in altri canali prossimi al litorale, come il S. Felice ed il Pordelio. I sedimenti continentali del *Supersintema di Mestre* sono stati rinvenuti soprattutto nella zona di Venezia ed al Porto di Lido; altrove gli affioramenti segnalati all'interno dei canali, appartenenti a tale unità, sono sporadici e di esigua estensione.

Per quanto concerne il settore adriatico, sabbie recenti di spiaggia affiorano lungo la fascia sommersa adiacente al litorale, avente una larghezza variabile da circa 1,7 km nel settore orientale del foglio a più di 4 km presso il Porto di Lido. Verso mare, queste sono progressivamente sostituite da limi, sabbie e subordinatamente argille di piattaforma, che sono stati tutti attribuiti indistintamente al *Sintema del Po*.

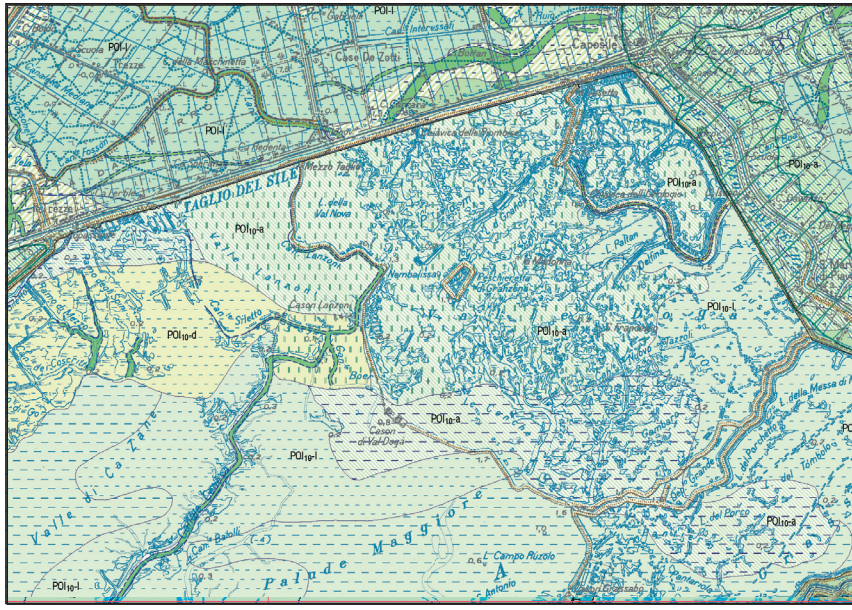


Fig. 60 - *Dettaglio della Carta Geologica del Foglio "Venezia": il settore nord-orientale della laguna.*

1.2. - Foglio allegato alla Carta Geologica

(F. Rizzetto, L. Tosi, G. Brancolini, L. Baradello, F. Donda, F. Fanzutti, D. Nieto, J. Centonze)

La mappa è stata realizzata interpolando, con metodo statistico, le profondità del limite stratigrafico tra il *Supersintema di Mestre* ed il *Sintema del Po* (Cap. IV), ricavate dalle stratigrafie della Banca dati CARG e dai rilievi sismici VHR (*Very High Resolution*) (Cap. III).

In generale, la distribuzione dei dati ha consentito una buona interpolazione complessiva, mediante la quale si è giunti all'elaborazione di una mappa della profondità della superficie di separazione tra i depositi pleistocenici (*Supersintema di Mestre*) e quelli olocenici (*Sintema del Po*) (Brancolini *et alii,* 2005*;* Brancolini *et alii,* 2006). Nelle aree in cui i dati erano più numerosi è stata adottata una maglia di interpolazione più fitta, che ha permesso di ottenere maggiori dettagli morfologici, come evidenziato dagli andamenti più articolati delle isolinee.

Le caratteristiche topografiche generali di questa superficie sono quelle della pianura tardo-pleistocenica al termine del *Last Glacial Maximum*; è opportuno comunque sottolineare che queste forme possono avere subito una parziale riela-

borazione nel corso della trasgressione ed essere state modellate dal processo di subsidenza differenziale del comprensorio.

Presso il settore nord-occidentale del Foglio "Venezia" affiora il *Supersintema di Mestre*. Altrove, la profondità del limite che lo separa dal soprastante *Sintema del Po* varia da -2 m s.l.m., in corrispondenza della fascia di terraferma a ridosso del margine lagunare ed immediatamente a sud dell'aeroporto, ad oltre -22 m s.l.m., in Adriatico (settore SE del foglio); nel settore marino, il limite è stato posto in corrispondenza dell'affioramento del *Supersintema di Mestre* oppure dove lo spessore del *Sintema del Po* è inferiore ad 1 m.

Nella parte orientale del territorio, dove la distribuzione delle isobate della base del *Sintema del Po* sembra essere più regolare, si è tentata la misura della pendenza media della superficie indagata (in direzione NNO-SSE, ovvero perpendicolare alle isobate della base del *Sintema del Po* stesse), che è risultata essere pari a circa 0,96‰.

Non è stato possibile ripetere lo stesso calcolo nelle restanti parti del foglio, a causa dell'andamento accidentato della superficie limite. Si notano, infatti, incisioni lineari, che, per entità e sviluppo, si ritiene possano essere state generate da antichi corsi d'acqua. Quelle maggiormente evidenti in genere coincidono con i percorsi dei maggiori canali lagunari attuali, il che induce a ritenere che essi abbiano impostato il proprio alveo in corrispondenza di favorevoli condizioni morfologiche preesistenti. In particolare si citano: (a) l'incisione che a partire da Porto di Lido prosegue verso est seguendo il Canale di Treporti, il Canale San Felice, il Canale Riga, il Canale dei Bari fino alla Valle del Cavallino; (b) l'incisione che a partire dall'estremità orientale del Canale di Treporti prosegue verso NO entro il Canale di Burano (con deviazioni laterali verso NE lungo il Canale Scanello ed in direzione Torcello - S. Ariano) fino alla foce del Fiume Dese. A tale proposito si ricorda quanto già espresso nel Par. 1.1 del Cap. V, nel quale si sostiene che in epoca storica il più occidentale dei rami di foce del Sile probabilmente seguiva il tratto finale del Dese a partire da Quarto d'Altino e poi convergeva nel Canale di Burano (Comel, 1968). Pertanto la direttrice individuata in base alla forma ed alla disposizione delle isobate sembra indicare la locale presenza di un corso d'acqua (corrispondente agli attuali Dese-Sile), prima che il mare invadesse la pianura oggi occupata dalla laguna, e la sua relativa prosecuzione verso SE, provando così che la traccia del percorso del Sile, e di conseguenza del Dese, è stata ereditata dal passato. (c) A SO di Burano, un'incisione segue Scomenzera S. Giacomo ed è allungata in direzione NE-SO fino a lambire il margine meridionale dell'isola di Murano. (d) Presso la città di Venezia si individua un'incisione diretta ONO-ESE, che, dopo una breve interruzione, ricompare da S. Pietro a S. Nicolò; altre due, poco accennate, sono presenti a SE di Murano, dirette NO-SE verso il Porto di Lido. (e) Infine un'incisione lambisce il margine interno del litorale di Lido.

Due deboli forme di erosione si riconoscono anche in corrispondenza della

fascia marginale di terraferma, nel settore centro-settentrionale del foglio. Una di esse si trova presso il tratto terminale dell'alveo naturale del Fiume Sile (zona Trepalade - Portegrandi), il che potrebbe essere indice della persistenza del suo percorso lungo una direttrice esistente già alla fine del Pleistocene. L'altra, invece, individua una traiettoria NO-SE fino al margine lagunare, a partire dal quale poi devia verso sud; questa si individua nell'area di Marteggia, dove le indagini geomorfologiche hanno evidenziato la presenza di numerose tracce di corsi d'acqua estinti aventi analoga direzione, mentre in laguna sembra seguire i vecchi rami di foce del Sile, attualmente sostituiti da canali lagunari.

Complessivamente, le varie forme di erosione riconosciute possono essere distinte in due gruppi, in base alla loro direzione preferenziale di sviluppo: l'uno orientato NE-SO, l'altro NO-SE, quest'ultimo corrispondente a percorsi fluviali in parte tuttora esistenti oppure documentati da fonti storiche o ancora da altre evidenze di carattere geomorfologico.

Localmente si riscontrano pendenze molto elevate: ciò si verifica soprattutto in corrispondenza delle pareti dei canali incisi, dove si registrano dislivelli pari anche a 6-8 m su distanze di qualche decina di metri. Una significativa pendenza della superficie limite (fino a 2,67‰) si riscontra anche in Alto Adriatico, a sud della foce del Sile.

I dossi presenti sul litorale di Lido e di Punta Sabbioni, sono separati da una profonda bassura presso il Porto di Lido: è assai probabile che in origine essi costituissero un unico alto morfologico, poi inciso in corrispondenza dell'attuale Bocca di Lido.

Nel foglio allegato, a complemento della mappa, sono state riportate tre sezioni geologiche, alle quali, per la descrizione, si rimanda al Cap. IV, e tre sezioni sismiche VHR. Nelle sezioni sismiche sono sono stati tracciati vari riflettori del *Supersintema di Mestre* e del *Sintema del Po*, evidenziando principalmente quello che rappresenta il relativo limite stratigrafico. Per la loro identificazione e calibrazione ci si è avvalsi delle stratigrafie della Banca Dati CARG. Di seguito si riporta una breve descrizione delle sezioni sismiche.

Il profilo CH_30 è stato acquisito in parte nel Canale di Treporti ed in parte nel tratto iniziale del Canale Pordelio. E' ben evidente l'incisione asimmetrica del fondo lagunare, in corrispondenza del quale i riflettori olocenici appaiono troncati (punto di scoppio 1400). La superficie che rappresenta la base del *Sintema del Po*, da circa 12 m di profondità dal livello mare, si approfondisce a quasi 20 m in corrispondenza di un solco di incisione. Frequenti troncature degli orizzonti del *Supersintema di Mestre* indicano la presenza di processi erosivi.

I profili CH_31, VE_05, VE_06 e CH_29 sono disposti in sequenza lungo una sezione orientata SO-NE ed ubicata in laguna tra il Lido e Grassabò. Il profilo CH_31 mostra una topografia del fondo lagunare molto irregolare, con evidenze di processi erosivi, soprattutto in prossimità della Bocca di Lido, che interessano

anche la base del *Sintema del Po*. I depositi olocenici, con base a profondità pressoché costante ed andamento sub-orizzontale, sono caratterizzati da una *facies* sismica semi-trasparente. I profili VE_05, VE_06 e CH_29 mostrano la base del *Sintema del Po*, ad una profondità costante di circa -15 m, caratterizzata da frequenti incisioni.

LI_06 e LI_07, ubicati nel settore marino, sono ortogonali alla costa. LI_06, il più settentrionale, evidenzia l'approfondimento verso mare della base *Sintema del Po* fino ad affiorare in corrispondenza del punto di scoppio 6800. Nel *Supersintema di Mestre* si nota una serie di orizzonti molto ampi, che, tra il punto di scoppio 8400 e la parte finale del profilo, appaiono discontinui e caratterizzati da andamenti irregolari. Nel profilo LI_07 la base del *Sintema del Po* è rappresentata da una serie di riflettori sub-orizzontali di ampiezza elevata. Tra i punti di scoppio 5000 e 7400 i depositi olocenici sono caratterizzati da una facies semi-trasparente, in cui i riflettori terminano con configurazioni a *downlap* al di sopra della superficie che rappresenta la base dell'Olocene.

VI - CARATTERISTICHE MINERALOGICHE

Come anticipato, l'interpretazione della distribuzione spazio-temporale del contenuto mineralogico dei sedimenti in molti casi ha fornito una chiave di lettura per l'evoluzione paleogeografica del comprensorio veneziano.

Il bacino veneziano è un'area in cui confluivano, e tutt'ora confluiscono anche se con contributi più ridotti rispetto al passato, sedimenti provenienti dai fiumi Tagliamento, Livenza, Piave, Brenta, Bacchiglione, Adige e Po; scarsi apporti solidi provengono invece dai corsi d'acqua di risorgiva, il più importante dei quali è il Sile.

Durante l'Olocene quest'area è stata una zona di transizione complessa, comprensiva di settori di terraferma, laguna, litorale e mare, i cui limiti, nel corso dei millenni, sono cambiati, prima per cause naturali e successivamente soprattutto per azioni antropiche. Le dinamiche antiche ed attuali di circolazione dell'acqua lagunare e marina hanno indotto un parziale rimescolamento dei sedimenti, rendendo complessa l'individuazione della provenienza dei sedimenti che costituiscono i depositi subaffioranti sommersi (Rickwood *et alii*, 1992; Albani *et alii*, 1995).

Diversi sono gli Autori che in passato (Gazzi *et alii*, 1973; Jobstraibizer & Malesani, 1973) e recentemente (Bonardi & Tosi, 1994a; 1995a; 1995b; Ravaioli *et alii,* 2003) hanno determinato le composizioni mineralogiche di riferimento relative ai sedimenti provenienti dai vari fiumi presenti nell'area veneta e friulana e tentato delle correlazioni con quelle presenti nel comprensorio costiero veneziano.

Di seguito si riporta la caratterizzazione mineralogica delle argille e delle sabbie, con lo scopo di fornire un ulteriore contributo alla delineazione dell'evoluzione paleogeografica del comprensorio veneziano.

1. - COMPOSIZIONE MINERALOGICA DELLE ARGILLE DEL SOTTOSUOLO LITORANEO

La composizione mineralogica media delle argille appartenenti al *Sintema del Po* (Ol) ed al *Supersintema di Mestre* (Pc e Pa) del sottosuolo del settore litoraneo compreso tra la Bocca di Lido e la foce del Sile è indicata in Fig. 61. Le argille del *caranto* (Pc), livello sovraconsolidato sommitale del *Supersintema di Mestre*, sono state distinte da quelle sottostanti (Pa) al fine di evidenziare la presenza di eventuali peculiarità mineralogiche correlabili a quelle geotecniche già note.

Per quanto riguarda le analisi sul campione globale, da un punto di vista qualitativo, se si esclude una minima presenza di smectite e feldspati nei depositi pleistocenici sottostanti il *caranto*, i tre gruppi risultano indifferenziati. I minerali più abbondanti sono la calcite, la dolomite ed il quarzo, accompagnati, in minore quantità, da clorite, illite/mica e plagioclasi; sono presenti tracce di smectite,

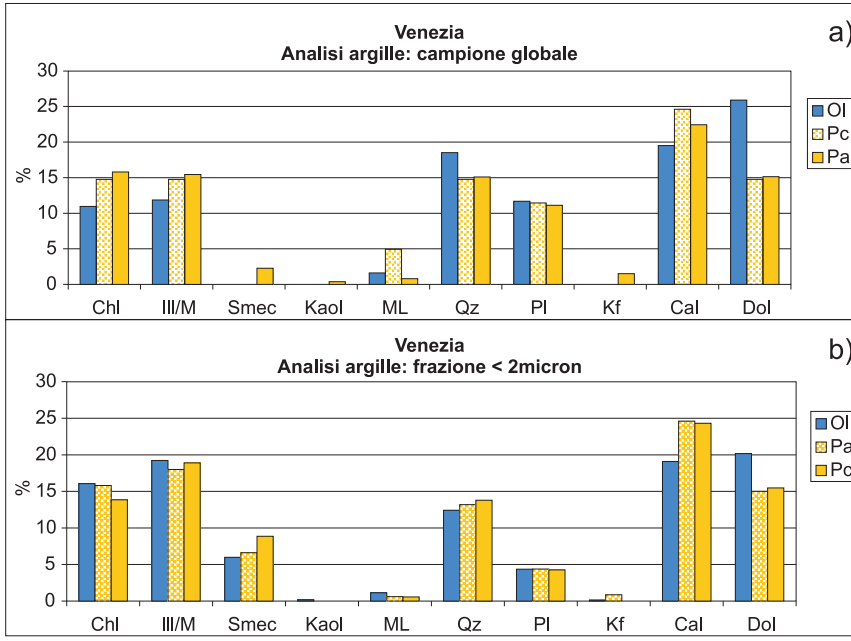


Fig. 61 - *(a) Composizione mineralogica media dei tre gruppi di campioni globali (Ol, Pc, Pa). Chl=clorite, Il/M=illite/mica, SKM=smectite+caolinite+minerali argillosi a strati misti, Qz=quarzo, Cal=calcite, Dol=dolomite. (b) Composizione mineralogica media della frazione argillosa (Ø<2 µm) dei tre gruppi di campioni (O, Pc, Pa). Chl=clorite, Il/M=illite/mica, Smec=smectite, Qz=quarzo, Pl=plagioclasio, Kf=K-feldspato, Cal=calcite, Dol=dolomite, Kaol=caolinite, ML=minerali argillosi a strati misti.*

minerali argillosi a strati misti e caolinite. La percentuale media di dolomite e quarzo cresce dai depositi del *Supersintema di Mestre* a quelli del *Sintema del Po*. La calcite, invece, presenta massimi valori nel *caranto* e percentuali simili negli altri due gruppi, con valori più bassi nel *Sintema del Po*. I plagioclasi non presentano variazioni nei tre gruppi mentre il contenuto di clorite e illite diminuisce dal *Supersintema di Mestre* al *Sintema del Po*.

E' stata analizzata anche la sola frazione argillosa (Ø<2 μm) al fine di caratterizzare in modo specifico i singoli minerali argillosi (Fig. 61b). Nei tre insiemi di campioni i minerali principali sono la calcite, l'illite/mica, la dolomite e la clorite, mentre i minerali secondari sono il quarzo, la smectite ed i plagioclasi; sono inoltre presenti tracce di feldspati, caolinite e minerali argillosi a strati misti. Calcite, dolomite e plagioclasi presentano andamento simile a quello individuato nel campione globale. Tra i minerali argillosi dominano l'illite, la clorite e la

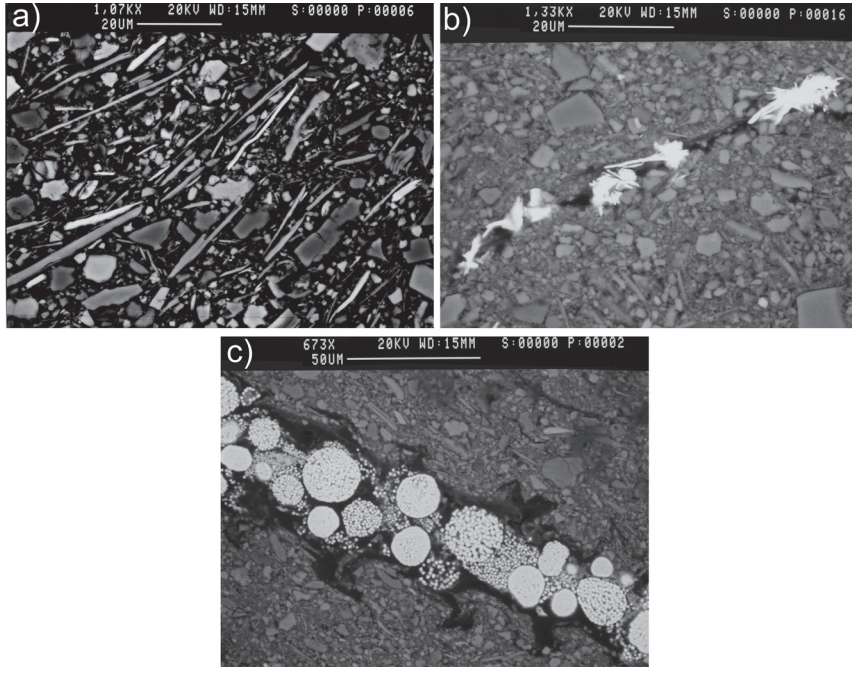


Fig. 62 - Tetto del Supersintema di Mestre*: argilla sovraconsolidata (caranto). In a): fillosilicati con orientamento preferenziale come risultato della compattazione; i minerali con tessitura granulare sono silicati (grigio scuri e medio scuri) e carbonati (bianchi); i minerali allungati sono clorite (chiara) e mica (grigia); le aree nere sono pori. In b) e c): rispettivamente barite e pirite microcristallina autigena formatasi all'interno delle fessure (da* Bonardi & Tosi, *1994a; 1995b;* Bonardi et alii, *1997;* Bonardi et alii, *2006).*

smectite, mentre la caolinite ed i minerali argillosi a strati misti sono presenti in tracce. In Fig. 62 sono riportate alcune fotografie al SEM di campioni di argilla sovraconsolidata (*caranto*) prelevati al tetto del *Supersintema di Mestre*.

Sulla traccia dello studio condotto da Bonardi & Tosi (1994b; 1995b), nelle sabbie dei medesimi sondaggi si è cercato di verificare la presenza di significative variazioni verticali (ovvero in relazione alla profondità) ed areali tra il settore litoraneo meridionale e quello settentrionale della Laguna di Venezia. A differenza delle sabbie, nei sedimenti coesivi non sono state evidenziate marcate variazioni quantitative medie tra i depositi olocenici e quelli tardo-pleistocenici. Sono stati osservati solo dei *trend* per i carbonati, i quali si ripropongono sia nei campioni globali che nelle relative frazioni argillose. La percentuale di dolomite aumenta dai depositi tardo-pleistocenici di altro tipo a quelli olocenici e la calcite ha il suo massimo nei campioni di *caranto*. Pure il rapporto calcite/dolomite segue l'andamento della dolomite.

2. - COMPOSIZIONE MINERALOGICA DELLE SABBIE

Le analisi mineralogiche dei sedimenti sabbiosi hanno contribuito all'identificazione degli antichi apporti fluviali originariamente versati in laguna, la cui distribuzione ha subito successive parziali modifiche imputabili alle condizioni di circolazione idrodinamica.

In generale, nei diversi settori lagunari ed in profondità i risultati ottenuti evidenziano una composizione mineralogica simile, ma con percentuali relative ben distinte. I minerali principali sono dolomite, calcite, quarzo, feldspati (K-feldspato+plagioclasio), clorite e mica, mentre ankerite, aragonite, kaolinite e hastingsite sono presenti in basse percentuali.

Di seguito sono riportati alcuni esempi di variazione del contenuto di dolomite e quarzo nelle sabbie appartenenti al *Sintema del Po*, al *Supersintema di Mestre* e per il sondaggio CARG 12, profondo 100 m, anche all'*Unità di Correzzola*.

La Fig. 63 riporta le percentuali determinate in quattro carotaggi ubicati lungo un'ipotetica sezione condotta dalla Bocca di Lido (P.ta Sabbioni) al Cavallino. In generale i depositi sottostanti l'attuale cordone litorale mostrano un contenuto di dolomite decrescente con la profondità ed in particolare maggiore nel *Sintema del Po* (40-60%) che nel *Supersintema di Mestre* (10-30%). Parallelamente, ma con andamento opposto, il quarzo passa da valori minimi del 15-25% a contenuti che, nel *Supersintema di Mestre*, superano il 40% nel settore litoraneo meridionale di Punta Sabbioni-Cavallino, indicando, come principale apporto, quello del sistema del Brenta.

La Fig. 64 riporta le variazioni di dolomite e quarzo in corrispondenza di cinque carotaggi ubicati lungo una sezione che attraversa la laguna settentrionale in

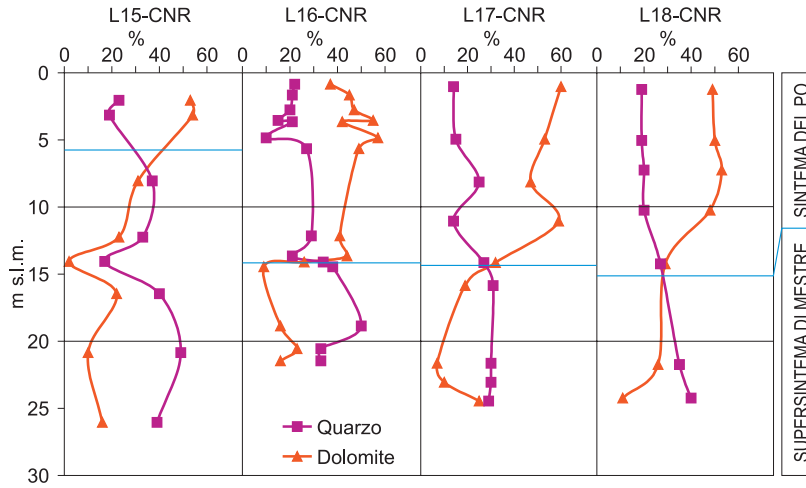


Fig. 63 - *Variazione delle percentuali di quarzo e dolomite nelle sabbie del* Supersintema di Mestre *e del* Sintema del Po*, che si trovano nel sottosuolo del cordone litoraneo veneziano (cf. con Fig. 43 e Fig. 46).*

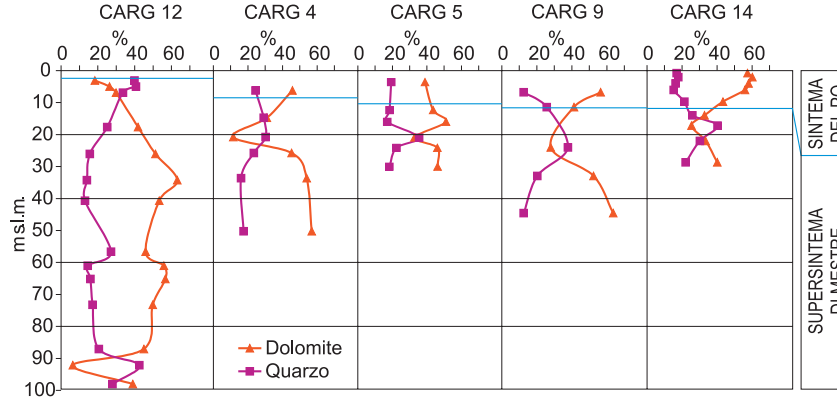


Fig. 64 - *Variazione delle percentuali di quarzo e dolomite nelle sabbie del* Supersintema di Mestre *e del* Sintema del Po*, lungo una sezione NNO-SSE terraferma (*CARG 12*) - laguna (*CARG 4, 5, 9*) - litorale (*CARG 14*) (cf. con Fig. 43 e Fig. 45).*

direzione NO-SE, a partire dal margine continentale fino al litorale di Jesolo Lido. Osservando questa sezione, nel settore litoraneo che comprende anche gran parte del bacino lagunare, entro i depositi del *Sintema del Po* si riscontra un cospicuo apporto di sedimenti ricchi di dolomite (45-55%) di origine plavense. Viceversa, in prossimità della fascia di gronda lagunare, e precisamente presso il delta endo-

lagunare del Sile dove è ubicato il sondaggio CARG 12, la dolomite si riduce a valori pari al 20-25%, mentre l'apporto di quarzo, che lungo la costa era compreso tra il 15% ed il 25 %, verso l'entroterra aumenta fino al 35-40%. Questi valori sono compatibili con quelli dei sedimenti appartenenti al *megafan* pleistocenico del Brenta, lungo il cui margine nord-orientale oggi scorre il Sile, fiume di risorgiva. Osservando la medesima sezione, nei sedimenti del *Supersintema di Mestre* non si notano variazioni mineralogiche nette confrontando i settori di gronda, di bacino lagunare e litoraneo: essi sono caratterizzati da contenuti di dolomite variabili tra il 30% ed il 40% in prossimità del limite con il sovrastante *Sintema del Po* e tendono ad aumentare con la profondità (40-50%). Il sondaggio CARG 12, inoltre, ha raggiunto i depositi marini dell'*Unità di Correzzola*: da circa -58 m a -88 m, i contenuti di dolomite e quarzo sono simili a quelli del *Supersintema di Mestre*, che qui è costituito dai depositi tardo-pleistocenici del Piave, con un *trend* decrescente della dolomite e crescente del quarzo all'aumentare della profondità. A circa -92 m si ha un'inversione di tendenza ed i valori appaiono invece simili a quelli riscontrati nei depositi del *Sintema del Po* e compatibili con quelli relativi agli apporti sedimentari del sistema del Brenta.

In generale, le variazioni del contenuto di questi due minerali, viste in entrambe le sezioni, si possono spiegare con la presenza, nel settore lagunare meridionale del Foglio "Venezia", di apporti attribuibili principalmente al sistema fluviale del Brenta durante la fase di stazionamento marino basso ed a quello del Piave durante la fase progradante e di stazionamento alto. Nel settore settentrionale, invece, i depositi del *Supersintema di Mestre* e del *Sintema del Po* sembrano essere riferibili al sistema del Piave.

Grazie al gran numero di dati relativi alla mineralogia dei sedimenti sub-affioranti (primi 2,5 m di profondità), è stato possibile effettuare la mappatura della distribuzione mineralogica su gran parte dell'area in esame.

In generale, la prevalenza dei carbonati totali nel settore nord e dei silicati totali nel settore sud riflette la diversità litologica, in epoca storica, degli apporti di Piave, Brenta e Bacchiglione che, come è noto, provengono da bacini idrografici distinti. I carbonati (dolomite, ankerite, calcite ed aragonite) sono prevalenti nel settore settentrionale del comprensorio veneziano (60-65%), mentre i silicati (quarzo+K-feldspato+plagioclasio) abbondano in quello meridionale (55-65%); nel settore centrale hanno percentuali simili. All'interno del gruppo dei carbonati, dolomite+ankerite sono le più abbondanti, con valori che raggiungono il 60% circa, mentre calcite+aragonite sono generalmente inferiori al 25-30%. Come esempio, si riporta la mappa della distribuzione del contenuto di dolomite (Fig. 65). Questa mappa mostra, in modo distinto, che, mentre nel settore nord predominano i depositi derivanti soprattutto dagli apporti solidi del Piave, in quello meridionale abbondano quelli del sistema del Brenta e del Bacchiglione. Infatti i sedimenti trasportati dal Piave sono ricchi di carbonati, con prevalenza della do-

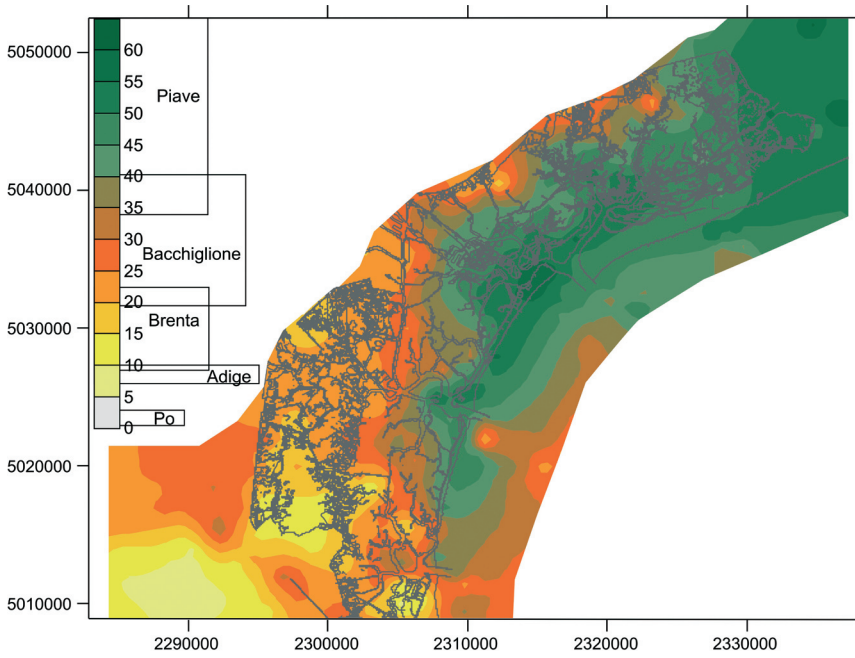


Fig. 65 - Distribuzione areale della dolomite nel comprensorio lagunare veneziano. In legenda sono riportati gli intervalli di riferimento relativi ai diversi apporti di provenienza. Per il settore marino sono stati utilizzati i dati pregressi di vari Autori.

lomite sulla calcite, e hanno un limitato contenuto di quarzo (Gazzi *et alii*, 1973; Jobstraibizer & Malesani, 1973).

I sedimenti del Brenta, invece, hanno un maggiore contenuto di quarzo e feldspati ed una minore quantità di carbonati, con dolomite dominante, per la presenza di vulcaniti gneissiche ed acide nel proprio bacino idrografico, responsabili, fra l'altro, del significativo contenuto di fillosilicati e minerali argillosi.

La bassa percentuale di carbonati e l'apprezzabile presenza di minerali argillosi in una ristretta zona della laguna settentrionale, a ridosso del margine lagunare interno, possono essere dovute al locale apporto di sedimenti da parte del Fiume Sile, che, come precedentemente detto, scorre in corrispondenza della giunzione tra i *megafan* del Brenta e del Piave. Non è escluso che questa anomala distribuzione mineralogica alla foce del Sile, rispetto alle aree circostanti, sia stata enfatizzata anche da locali processi idrodinamici selettivi.

Per quanto concerne il settore marino, l'analisi delle distribuzioni dei vari minerali ed il loro confronto con i valori di riferimento degli apporti solidi dei fiumi Tagliamento, Livenza, Piave, Brenta, Bacchiglione, Adige e Po (Gazzi *et alii*,

1973; Jobstraibizer & Malesani, 1973), mostrano che lungo il litorale di Jesolo ed i lidi di Venezia i sedimenti appartengono prevalentemente alla provincia mineralogica del Piave; i contributi del Tagliamento si riducono progressivamente verso ovest, fino ad annullarsi prima di Punta Sabbioni (Gazzi *et alii*, 1973), in accordo anche con le condizioni idrodinamiche locali, secondo le quali la dispersione generale dei sedimenti si verifica da est verso ovest.

VII - ELEMENTI DI GEOLOGIA TECNICA ED APPLICATA

Tra gli obiettivi che riveste il progetto di cartografia geologica c'è sicuramente quello di fornire uno strumento di supporto per gli Enti e le Amministrazioni che si occupano della gestione e della pianificazione del territorio e del controllo dei processi geologici che si esplicano nel suolo e nel sottosuolo.

Pertanto la Carta Geologica e la relativa banca dati, integrate dalla caratterizzazione geotecnica ed idrogeologica e da un inquadramento della sismologia, costituiscono il primo strumento operativo.

1. - CARATTERISTICHE GEOTECNICHE
(P. Previatello, M. Favaretti)

I terreni presenti nel comprensorio veneziano sono rappresentati da depositi sciolti costituiti dall'alternanza di unità litologiche sabbiose, limose ed argillose, con tutti i loro termini intermedi, e da frequenti intercalazioni torbose.

Le stratigrafie rilevate con i vari sondaggi, eseguiti soprattutto per la realizzazione di opere civili ed industriali, ma anche per gli studi inerenti alla difesa ed alla salvaguardia della Città di Venezia e della sua laguna, hanno messo in luce l'estrema difficoltà che si incontra nel voler ricercare una continuità stratigrafica dei terreni superficiali. Il Brenta ed il Bacchiglione, che in passato avevano foce comune in laguna prima della definitiva estromissione del Brenta nel 1896, unitamente ai movimenti di marea, hanno per lungo tempo mescolato i sedimenti più superficiali.

Pur disponendo di sondaggi profondi anche più di 50 m, le distribuzioni per-

centuali ed i diagrammi ricavati fanno riferimento ai primi 20 m di sottosuolo, attraversati dalla maggior parte delle terebrazioni.

Da un punto di vista quantitativo le percentuali delle quattro principali tipologie di terreno sono riportate nella Tab. 4.

Tab. 4 - *Distribuzione percentuale dei vari litotipi presenti nella fascia superficiale compresa tra il piano campagna e la profondità pari a -20 m.*

Sabbia	Limo	Argilla	Torba
35,3	19,9	43,3	1,5

Le sabbie sono prevalentemente fini e limose, abbastanza uniformi (il coefficiente di uniformità medio U è prossimo a due) e comprese in fusi granulometrici relativamente ristretti; il loro coefficiente di permeabilità k è compreso tra 10^{-4} m/s per le sabbie fini e 10^{-7} m/s per le sabbie limose.

Le argille risultano per la massima parte inorganiche con bassa plasticità ed appartenenti prevalentemente al gruppo CL della classificazione USCS.

Il contenuto naturale d'acqua w è per lo più prossimo al limite di liquidità w_l e conseguentemente la resistenza al taglio non drenata c_u risulta modesta.

Le argille sono generalmente consolidate normalmente o sottoconsolidate. Costituisce un'eccezione l'argilla sovraconsolidata, conosciuta come "*caranto*", che presenta valori del contenuto d'acqua w prossimi al limite di plasticità w_p e possiede valori di resistenza al taglio molto elevati. Tale orizzonte tende ad affiorare in terraferma per poi approfondirsi progressivamente procedendo verso i litorali ed è distribuito sotto buona parte dell'area coperta dal Foglio "Venezia". La forte sovraconsolidazione è imputabile alle tensioni indotte da fenomeni di essiccamento durante le fasi finali del Pleistocene.

Per quanto concerne altre caratteristiche delle argille si può notare che l'attività A di Skempton è sempre piuttosto bassa (<0,75), come pure la sensibilità, mediamente pari a 1,5; l'indice di compressione c_c varia tra 0,1 e 0,4.

1.1. - Caratterizzazione geotecnica dei terreni superficiali

Le caratteristiche granulometriche dei materiali granulari sabbiosi sono sintetizzate dal fuso che le comprende (Fig. 66a). In questa rappresentazione è stata trascurata la frazione conchigliare, che risulta essere particolarmente abbondante nei depositi marini e lagunari.

I terreni coesivi (limi e argille) appartengono, per la maggior parte, al gruppo CL della classificazione USCS, mentre mancano invece materiali limosi ed argil-

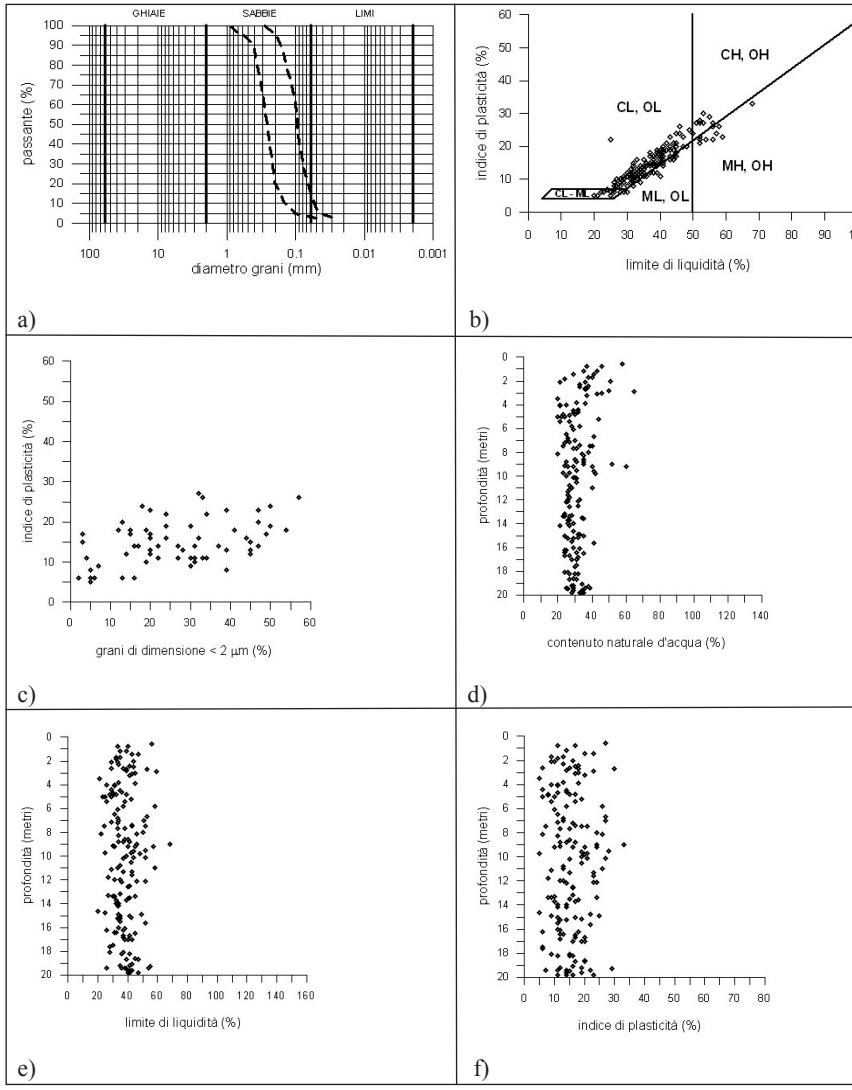


Fig. 66 – *Principali caratteristiche geotecniche dei sedimenti. Sabbie: a) fuso granulometrico. Argille: b) classificazione USCS, c) attività, d) contenuto naturale d'acqua w, e) limite di liquidità* w_l*, f) indice di plasticità Ip.*

losi organici (Fig. 66b). Per quel che riguarda l'attività A, si dimostrano prevalentemente inattivi o di media attività; esiste comunque una frazione non trascurabile di argille attive (Fig. 66c). I valori del contenuto naturale in acqua w (Fig. 66d),

del limite di liquidità w_l (Fig. 66e) e dell'indice di plasticità I_p (Fig. 66f), plottati in funzione della profondità, indicano una certa costanza dei valori, sia pure in un certo campo di variabilità. La consistenza è espressa come resistenza alla compressione con espansione laterale libera q_u che, per questo foglio, è compresa tra un minimo di 10 kPa ed un massimo di 369 kPa. I valori dell'angolo di resistenza al taglio ϕ' sono risultati per la massima parte compresi tra 22° e 29°. Le caratteristiche di compressibilità sono espresse mediante l'indice di compressione c_c, variabile tra 0,11 e 0,52.

Una considerazione riguarda la presenza del *caranto*. Se è vero che questo terreno da un punto di vista meccanico è molto più compatto e resistente delle altre terre coesive presenti nella zona, è altresì vero che, da un punto di vista idrogeologico, si comporta come tutte le argille limose ed i limi argillosi, ovvero il coefficiente di permeabilità è dello stesso ordine di grandezza di quello che tali materiali possiedono.

2. - CENNI DI IDROGEOLOGIA

(A. Vitturi, V. Bassan, P. Zangheri)

2.1. - Lo stato delle conoscenze idrogeologiche

La conoscenza della struttura idrogeologica del comprensorio veneziano si basa su una serie di dati pregressi derivanti per lo più da studi dell'Istituto di Scienze Marine (ex ISDGM) di Venezia del CNR, dell'Amministrazione Provinciale di Venezia e della Regione del Veneto.

Tra la fine degli anni '60 e l'inizio degli anni '70, in relazione all'analisi del fenomeno della subsidenza, vennero eseguiti numerosi studi geologici, tra cui carotaggi continui a notevole profondità, che hanno permesso di definire in dettaglio la struttura del sistema acquifero. Questa si basa sulle descrizioni litologiche provenienti da diverse centinaia di pozzi artesiani terebrati per l'approvvigionamento idrico e sulle indagini idrogeologiche effettuate sui carotaggi *Lido 1*, *Venezia 1 - CNR*, *Venezia 1bis - CNR*, *Venezia 2 - CNR*, *Marghera 1*.

Nell'ambito di questo progetto si sono raccolti ed omogeneizzati i dati idrogeologici disponibili dagli studi pregressi ed è stato realizzato un livello informativo "idrogeologico" nella Banca Dati CARG.

In Fig. 67 si riporta l'ubicazione dei pozzi risultanti da un censimento svolto nel 1997 dalla Provincia di Venezia (Dal Prà *et alii*, 2000), integrata con dati CARG.

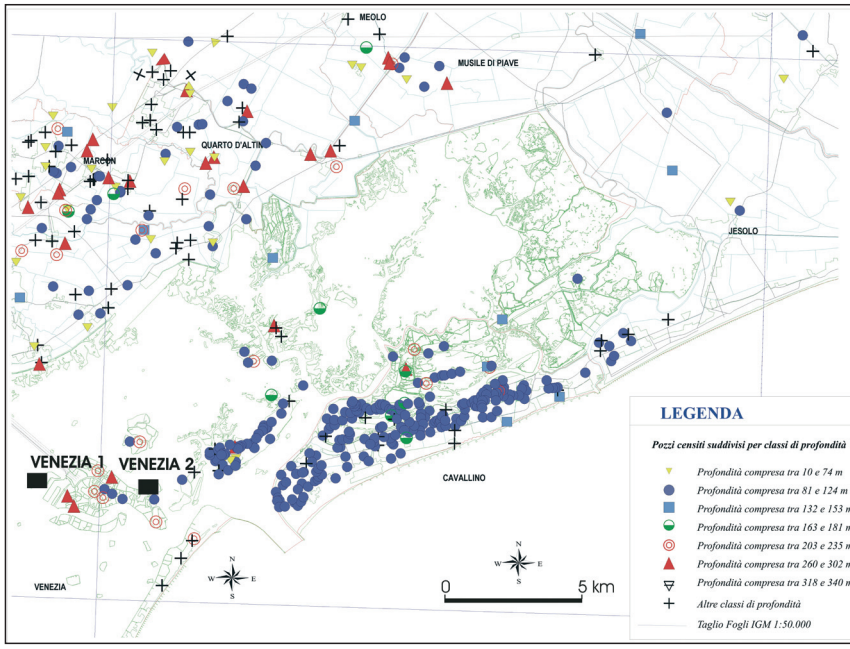


Fig. 67 - *Ubicazione dei pozzi censiti dall'indagine idrogeologica del territorio provinciale (da* Dal Pra' et alii, *2000) suddivisi per classi di profondità, integrata con dati CARG.*

2.2. - La struttura idrogeologica

L'area si inquadra all'interno della bassa pianura veneta, dove il sottosuolo è costituito da una fitta alternanza di terreni sabbiosi, limosi ed argillosi, con presenza di torbe a varie profondità.

Lo schema idrogeologico del comprensorio veneziano, sintetizzato in Fig. 68, indica che è presente un sistema multifalde differenziato, costituito da sei acquiferi principali confinati da orizzonti argillosi, che ha la sua area di alimentazione nel complesso indifferenziato ghiaioso-sabbioso che si estende dalla pedemontana alpina fino circa all'allineamento Cittadella-Castelfranco-Treviso.

Studi isotopici (Bortolami *et alii*, 1970; 1973a; 1973b) hanno individuato che l'alimentazione delle falde è in parte "prealpina", proveniente dalla pedemontana veneta, ed in parte "alpina", dal settore sud-occidentale. Inoltre, in base alla concentrazione degli isotopi ^{3}H e ^{14}C, essi hanno valutato che la velocità effettiva delle acque sotterranee tra Scorzè e Mestre è pari a circa 1 m/anno.

Ponendo una maggiore attenzione all'area veneziana, lo schema idrogeolo-

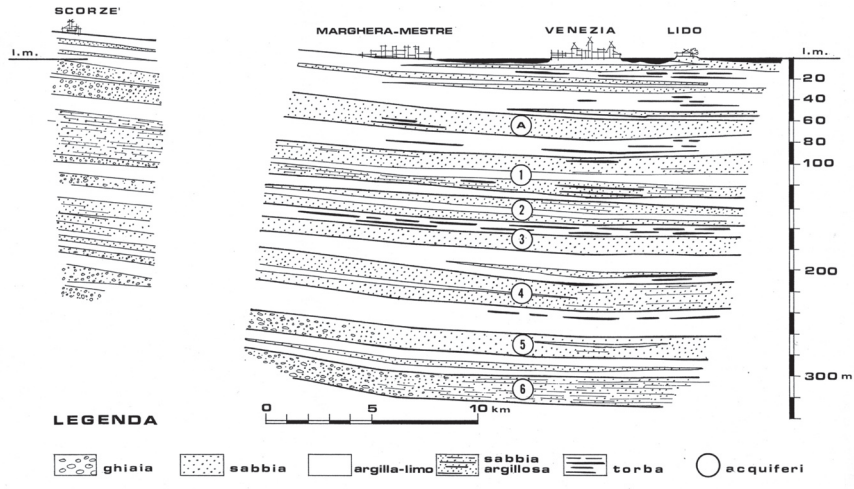


Fig. 68 - *Schematizzazione del sistema acquifero veneziano sfruttato (da Gambolati & Gatto, 1975).*

gico, ricostruito sulla base di una ricca e selezionata documentazione di pozzi artesiani e geotecnici (Gatto, 1973), è stato successivamente perfezionato col dettaglio informativo fornito dai sondaggi *Venezia 1 - CNR*, *Venezia 2 - CNR*, *Lido 1* e *Marghera 1* (Consiglio Nazionale delle Ricerche, 1971; Ministero dei Lavori Pubblici, 1972; 1973; Alberotanza & Serandrei Barbero, 1974; Mozzi *et alii*, 1975; Carbognin *et alii*, 1976).

Di seguito vengono illustrate le caratteristiche principali e la giacitura media degli acquiferi (Carbognin *et alii*, 1981).

La falda freatica presente nei primi 6-8 m di profondità è discontinua, con frequenti variazioni laterali di trasmissività dovute ai frequenti cambiamenti delle *facies* sedimentarie. La superficie si trova tra 0,5 e 3 m sotto il piano campagna e nelle aree soggiacenti il livello medio del mare è regimata dalle idrovore. Al di sotto della falda freatica, fino a circa 50 m, si trova un complesso di acquiferi semiconfinati, che si posssono raggruppare in un unico corpo semi-artesiano con livello statico normalmente tra 1 e 3 m sotto il piano campagna.

Un acquifero ben delineato (A), ma con basso grado di permeabilità, che dovrebbe avere la zona di alimentazione poco a monte di Mestre, è presente da -55 m a -74 m. Questo acquifero non viene considerato tra quelli principali perché scarsamente sfruttato. Il 1° acquifero, ubicato da -81 m a -124 m, è arealmente molto continuo ed ha considerevole potenza e buona produttività (Serandrei Barbero, 1972); questa è la falda maggiormente sfruttata in passato. Il 2° acquifero, compreso nell'intervallo da -132 m a -153 m, include un complesso di falde minori che sono state raggruppate per la probabile appartenenza dei sedimenti ad

un unico ciclo deposizionale e per l'analogia del loro comportamento piezometrico. Il 3° acquifero, ben definito da -163 m a -181, m è utilizzato solo a Marghera, in quanto la presenza di una frazione argillosa crescente verso mare ne condiziona la permeabilità. Il 4° acquifero è situato da -203 m a -235 m; esso costituisce la falda meglio sviluppata e più produttiva del territorio veneziano. Il 5° acquifero presenta una litologia molto varia compresa tra -256 m e -302 m; un livello contenente abbondanti resti di Lithothamni lo rende particolarmente produttivo a -256 m. Questa falda è particolarmente sfruttata a Marghera. Infine il 6° acquifero, ubicato da -318 m a -340 m, è sfruttato solo in terraferma, dove la granulometria dei sedimenti consente una buona produttività.

Nel sondaggio *Venezia 1 - CNR*, a profondità superiore a 350 m, sono stati evidenziati tre principali livelli permeabili, rispettivamente a 445-500 m, 627-645 m e 816-843 m, sui quali, in passato, vennero eseguite prove idrogeologiche ed analisi chimico-fisiche delle acque di strato e dei sedimenti.

Gli acquiferi generalmente presentano variazioni laterali sia di tipo litologico (si arricchiscono in frazioni limoso-argillose procedendo dalla terraferma al mare, con conseguente riduzione della produttività), che di giacitura e spessore; una rappresentazione delle isopache dei sei acquiferi è riportata in Fig. 69.

I sei acquiferi artesiani sono stati oggetto di importanti emungimenti fino alla fine degli anni '60, quando, evidenziata la correlazione tra gli abbassamenti del suolo e la depressurizzazione delle falde, per i gravi problemi di subsidenza in gran parte dell'area veneziana, furono sospese le estrazioni e realizzate delle derivazioni dai corsi d'acqua. Oggi le falde artesiane sono utilizzate in modo limitato ed in via provvisoria, come nell'area del litorale di Cavallino.

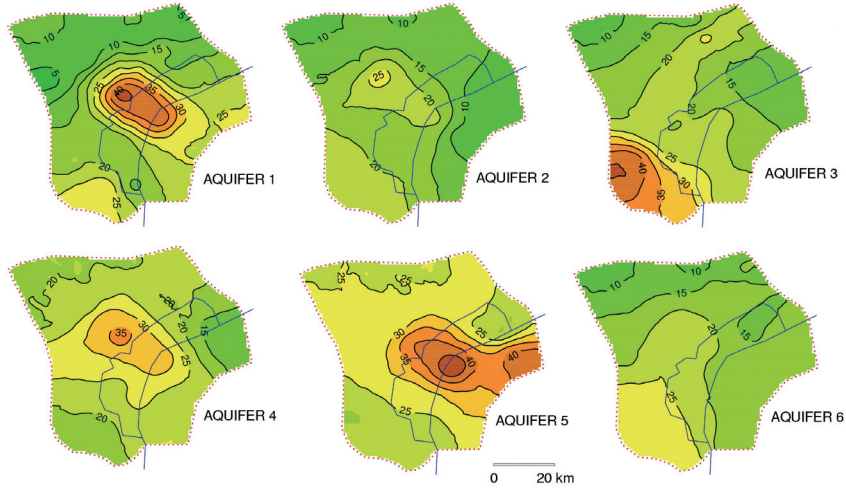


Fig. 69 - *Mappe delle isopache dei sei acquiferi (da* Teatini et alii*, 1995, semplificata).*

2.3. - Cuneo salino

In un'area litorale acquista particolare rilevanza il processo di intrusione salina negli acquiferi freatici ed artesiani. Ad oggi, sugli acquiferi freatici e semiartesiani il tema non è ancora stato affrontato, ma d'altra parte, rispetto alla situazione del bacino scolante meridionale della Laguna di Venezia, questo processo sembra meno sentito. Ciò non esclude una criticità latente, dato che pochi sono i dati disponibili per una corretta valutazione del rischio.

Nei primi sei acquiferi confinati si dispone di misure di salinità che non indicano la presenza di tenori salini elevati. Per gli acquiferi più profondi, invece, la presenza di acque saline fossili è confermata dalle indagini nei pozzi *Venezia 1 - CNR*, *Venezia 1bis - CNR*, *Venezia 2 - CNR*, *Marghera 1* e nei pozzi esplorativi AGIP.

Per quanto riguarda la contaminazione salina, considerando i carichi piezometrici relativi agli anni '90 (Bixio *et alii*, 1998), negli acquiferi artesiani è stato applicato un modello matematico di simulazione ad una sezione che, dall'entroterra (Scorzè), attraversa Venezia, il Lido e termina in Adriatico.

In sintesi, i risultati ottenuti evidenziano che, se l'attuale situazione piezometrica restasse invariata nel tempo, la massima potenziale intrusione salina nel sistema acquifero costiero veneziano sfruttato sarebbe localizzata in un'area ristretta vicino alla linea di riva (Fig. 70). Nella parte superiore di tale zona, fino alla profondità di 200 m circa, si ritrovano concentrazioni saline comprese tra 3,5 e 7 g/l, dovute principalmente all'acqua salata che penetra verticalmente dalla laguna e dal mare soprastanti. Al di sotto di 200 m si nota, invece, l'intrusione

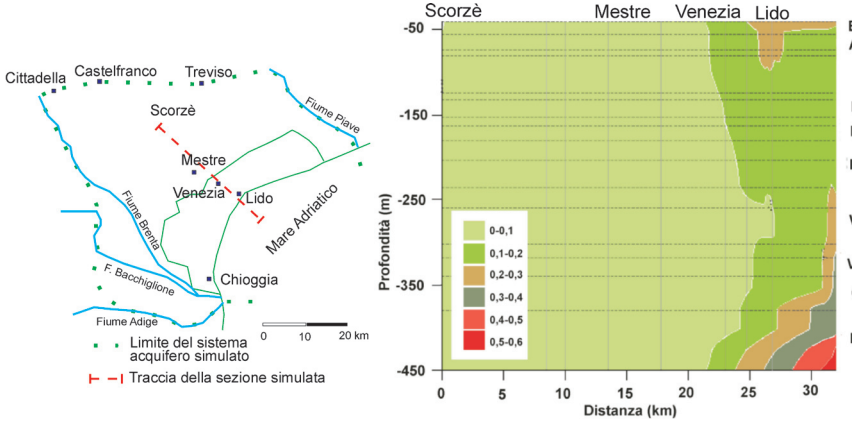


Fig. 70 - *Simulazione del processo di intrusione salina con il modello matematico (da* Bixio et alii, *1998).*

laterale di acque fossili salate provenienti dalle formazioni profonde al di sotto del mare, con valori di concentrazione più elevati (3,5-14 g/l).

Un'ulteriore indagine sulla situazione della contaminazione salina negli acquiferi in pressione dei litorali veneziani, ed in particolare dell'area di Cavallino-Treporti, è stata realizzata dal CNR-ISMAR in collaborazione con l'ARPAV (Dazzi *et alii*, 1999).

3. - SISMICITA'

(V. Iliceto)

Il territorio compreso nel Foglio "Venezia" risulta privo di strutture sismogeniche di rilievo, ma è circondato da tre aree con varie sorgenti sismiche che possono essere responsabili di terremoti distruttivi, cioè di magnitudo uguale o maggiore a 6.

L'area più importante, anche per la sua vicinanza alla regione lagunare, è data dalla lunga fascia prealpina che si estende da Schio al Friuli orientale, a cavallo del fronte attivo della catena sudalpina orientale (Fig. 2): sono state individuate 10 sorgenti corrispondenti ad altrettanti sovrascorrimenti sud-vergenti, per le quali sono possibili magnitudo massime calcolate (M_w) comprese fra 6,20 e 6,77 (Galadini *et alii*, 2005).

La seconda area è definita dal fronte attivo della catena nord-appenninica, anch'esso formato da sovrascorrimenti in gran parte ciechi, ma nord-vergenti; la magnitudo massima M_w e quelle strumentali o ricavate da dati macrosismici si attestano su 5,5 (Boschi *et alii*, 1997; Monachesi & Stucchi, 1998; Boccaletti *et alii*, 2003).

Il terzo settore comprende la Slovenia occidentale assieme ad alcune aree del Friuli più orientale ed è interessato dalle faglie trascorrenti destre a direzione NO-SE del sistema di Idrija (Poli & Renner, 2004); le sorgenti relative, una delle quali si è riattivata nel 1968 con magnitudo 5,7 (Bernardis *et alii*, 2000), si stima possano avere un potenziale sismogenico almeno pari a quello del fronte sudalpino.

Venezia ed il suo litorale sono stati colpiti, soprattutto in epoca antica, da numerosi terremoti, alcuni dei quali rovinosi; le notizie storiche relative a quelli avvenuti durante il primo millennio d.C. sono però scarse (Iliceto, 1994).

Di seguito vengono elencati i principali eventi sismici che sono stati avvertiti nell'area indagata negli ultimi 2.000 anni; le notizie sono tratte principalmente dal Catalogo Parametrico dei Terremoti Italiani (CPTI) (Boschi *et alii*, 1995; Boschi *et alii*, 1997).

Negli anni 238, 243 e 260 forti sismi danneggiarono le città di Verona, Vicenza, Padova e, quasi certamente, anche il territorio veneziano (Baratta, 1901).

Il 21 luglio del 365 (o 369), un terremoto, con probabile epicentro nel Bellunese, provocò danni ingenti in territorio veneto compresa la fascia costiera, dove, come si è appreso fonti storiche, "*anche il mare si scostò dal lido*".

Nei documenti antichi per la prima volta si fa specifico riferimento all'area veneziana citando il sisma avvenuto nel 745, o forse nel 754 (758 secondo Mercalli, 1883), il quale "*rovinò molti edifizi e fu terribile per tutte le isole*". L'attendibilità di queste, come di altre informazioni analoghe, è stata però recentemente messa in discussione da Marmo (1989).

Nella "Storia sismica della provincia di Venezia", Zanon (1937) cita due terremoti verificatisi all'inizio del XII secolo e da lui stesso definiti rispettivamente "terremoto di Malamocco" e "terremoto di S. Ermagora". Il primo, avvenuto attorno all'anno 1106, avrebbe provocato la distruzione di chiese e palazzi ed anche un maremoto; questo è stato però eliminato dal Catalogo dei Forti Terremoti (Boschi *et alii*, 1995; Boschi *et alii*, 1997), in quanto non suffragato da notizie ritenute attendibili dagli Autori del catalogo stesso. Il secondo, ben noto nella letteratura scientifica, risale al 1117: esso, generalmente attribuito alla Lombardia ed al Veneto (Mercalli, 1883; Iaccarino & Molin, 1978), ebbe forse il suo epicentro in territorio veronese o nell'area vicentina (Galadini *et alii*, 2001). Tale evento raggiunse un'intensità massima del IX° della scala MCS (Mercalli - Cancani - Sieberg) e venne percepito in tutta l'alta Italia, in Svizzera ed in Germania. Viene definito "terremoto di S. Ermagora" perché da fonti storiche si apprende che a Venezia "*fu un grandissimo tremuoto, e venne un'acqua sulfurea* (forse metanifera) *che appiccò fuoco alla Chiesa di S. Ermagora...*".

Un altro sisma di intensità analoga è stato registrato il 25 dicembre 1222 nel basso Bresciano, ma è stato avvertito anche nel Padovano e nel Veneziano con un'intensità del VIº MCS.

Risale invece al 1233 il primo evento sismico che, sulla base delle recenti revisioni del Catalogo Parametrico dei Terremoti Italiani (CPTI), potrebbe avere avuto epicentro a Venezia (I_{max} VII° MCS), anche se le notizie che lo riguardano sono scarse e non fanno riferimento ad eventuali risentimenti in altre località. Pochi decenni dopo, nel 1268, un terremoto che ha colpito il trevigiano con I_{max} VIII° MCS è stato avvertito a Feltre (BL) ed a Padova con intensità del V° MCS; è quindi probabile che sia stato percepito anche a Venezia, anche se non ci sono riscontri.

A Cividale del Friuli nel 1279 ci fu un evento del VIII° MCS, che provocò notevoli danni ed Aquileia, ma non a Venezia, dove fu comunque avvertito con intensità del V°-VI° MCS.

Un secondo terremoto con epicentro a Venezia si verificò nel 1284 e raggiunse il VII° MCS, provocando danni in molti edifici della città ed a Mestre; esso fu avvertito fino a Parma.

Il terremoto del 25 gennaio 1348, conosciuto tradizionalmente come "di Villach", ma il cui epicentro viene ora ubicato in Friuli (Pontebba-Tarvisio)

(Hammerl, 1994; Monachesi & Stucchi, 1998), fu sicuramente uno dei più importanti eventi sismici del passato, di intensità I_{max} IX° MCS; è stato avvertito in tutto il Nord-Est italiano, ed in particolare, con intensità del VII-VIII° MCS, a Padova ed a Venezia, dove causò danni a molti campanili e provocò, forse, anche un maremoto ("*Il Canal Grande rimaneva ogni tratto asciutto in modo da lasciare vedere il fondo, mentre l'acqua si riversava ora da un lato ora dall'altro*").

Venezia risentì anche del terremoto di Belluno del 1403 (I_{max} V° MCS), seppure con intensità ridotta. In seguito, nel giugno 1410, la città subì un sisma di intensità analoga al precedente (I_{max} V-VI° MCS), il cui epicentro è stato localizzato tra Verona e Castelnuovo. Nello stesso anno (agosto 1410) un terremoto del I_{max} IV° MCS colpì Venezia, ma i danni descritti nelle cronache si riferiscono ad un tromba d'aria che si abbattè sulla città il giorno seguente. Altri due eventi sismici successivi, avvenuti uno nella Romagna meridionale (1483, I_{max} VIII-IX° MCS) e l'altro localizzato a Bologna (1505, I_{max} VII° MCS), lambirono Venezia senza provocarle danni.

Il grande terremoto del 1511, che causò danni e vittime sia in Friuli che in Slovenia fino a Lubiana, raggiungendo I_{max} X° MCS, provocò danni ingenti anche nella zona di Venezia e Chioggia. Dalle cronache si apprende di distruzioni e morti a Venezia per la caduta di "*comignoli, statue, merli ed ornamenti e case vecchie*".

Rispettivamente nel 1622 e nel 1691 due scosse sismiche del VII-VIII° MCS colpirono nuovamente la Slovenia e furono percepite a Venezia con intensità del V° MCS, senza comunque provocare danni, nonostante la loro lunga durata. Analoga intensità ebbe il ben noto terremoto di Asolo del 1695 che "*scrollò Venezia con sì veemente moto, che,..., non potean reggere gli edifici…*".

Nel '700 nell'area veneziana si riscontra una diminuzione dell'intensità dei sismi, pur a fronte di un miglioramento della quantità ed accuratezza delle informazioni circa le scosse registrate in questo secolo.

Alcuni risentimenti si ebbero nell'area veneziana nel XIX secolo in rapporto ad eventi sismici localizzati nell'area pedemontana veneto-friulana e nella Slovenia occidentale.

Nel 1836 le scosse sismiche di un evento di intensità pari a VIII° MCS, localizzato nelle Prealpi Venete sul versante meridionale del Monte Grappa, furono percepite a Venezia con intensità V° MCS, in tutto il Tirolo e più a sud fino a Parma e Ferrara.

La Slovenia fu colpita da un altro terremoto nel 1845 (VII° MCS), il quale fu avvertito a Venezia con intensità IV° MCS.

Il terremoto dell'Alpago del 1873 (I_{max} X° MCS) ha raggiunto a Venezia il V°-VI°, mentre quello di Rimini del 1875 si è trasmesso con intensità superiore al V° grado nella parte meridionale della provincia e pari al III - IV° a Venezia.

Nel 1895 il sisma di Lubiana fece risentire i propri effetti in tutta la provincia di Venezia con intensità del VI°.

Anche nel corso del XX secolo sono stati registrati risentimenti di intensità

compresa fra IV e V MCS. Tra i principali si citano quelli dell'alto Adriatico del 1916, della Slovenia del 1926, del Friuli del 1928, di Belluno (anche noto come Alpago-Sarmede) del 1936 e del Friuli del 1976, che è stato l'ultimo a provocare danni nella città lagunare.

Nella Fig. 71 vengono riportati, in ordine cronologico con relativa Intensità MCS, i principali terremoti storici e strumentali che hanno interessato Venezia.

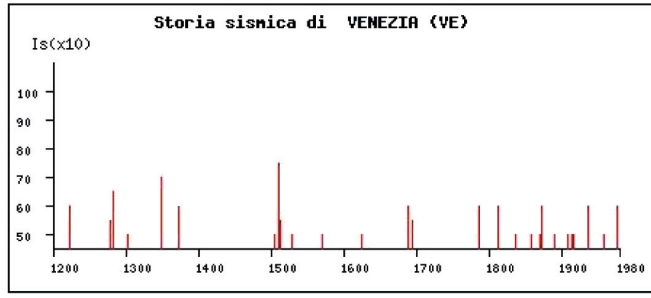


Fig. 71 - *Principali terremoti che hanno interessato la città di Venezia tratti dal Catalogo DOM4. 1 dell'INGV (da* Monachesi & Stucchi, 1997*)*

3.1. - Attivita' sismica

I dati relativi ai terremoti, utilizzati in questo studio, sono stati estrapolati dai cataloghi informatici NT 4.1 e DOM 4.1 del Gruppo Nazionale per la Difesa dai Terremoti (GNDT) a cura rispettivamente di Camassi & Stucchi (1996) e Monachesi & Stucchi (1997), dal Catalogo Parametrico dei Terremoti Italiani (CPTI) a cura di Boschi *et alii* (1995) e di Boschi *et alii* (1997) e dalla banca dati dell'OGS - CRS (Istituto Nazionale di Oceanografia e Geofisica Sperimentale - Centro di Ricerche Sismologiche), relativa ai sismi registrati dalla Rete Sismica del Friuli Venezia Giulia (R.S.F).

Questi cataloghi forniscono informazioni sui terremoti, avvenuti dall'anno 0 ad oggi, che sono stati suddivisi in terremoti storici e terremoti strumentali; i secondi corrispondono agli eventi registrati a partire dal primo decennio del '900. Un fattore importante per la completezza e soprattutto per la qualità delle informazioni è dato dalla realizzazione della Rete Sismica del Friuli Venezia Giulia (1977) e di quella del Veneto, tuttora in fase di completamento, che permettono di registrare sismi di magnitudo anche di due gradi Richter, ricavandone i parametri ed in particolare il meccanismo focale, elemento essenziale per qualsiasi analisi sulla sismicità di una regione.

Gli epicentri dei sismi, divisi in due gruppi in rapporto alla data di istituzione

della Rete Sismica del Friuli Venezia Giulia, nonché la traccia dei fronti della catena sudalpina orientale e di quella nord-appenninica e di alcune faglie più rilevanti dei sistemi Schio-Vicenza e di Idrija, sono stati posizionati su una carta delle Anomalie di Bouguer (Fig. 72), carta che registra, a livello crostale, le maggiori discontinuità e disomogeneità litologiche della regione.

In generale la Pianura Veneta ha valori di Anomalia di Bouguer negativi, che si raccordano col minimo assoluto della catena alpina e con un'ampia fascia di valori positivi, disposta O-E, che inizia con l'alto strutturale lessineo-berico-euganeo, prosegue con l'alto di Chioggia e termina con l'alto istriano, agendo in tal modo da elemento separatore fra le aree fortemente negative delle Alpi e dell'avampaese appennico. Secondo Leonardi *et alii* (1973) le grandi anomalie gravimetriche risentono soprattutto dell'andamento nel substrato rigido delle magmatiti e, in particolare, dei principali elementi regionali noti: la dorsale dei Lessini-Berici-Euganei, le Alpi calcaree meridionali, la piattaforma veneta e la fossa padano-adriatica.

Una recente elaborazione dei dati gravimetrici attraverso la tecnica dello "*stripping*" (Bernabini *et alii*, 2003), che consiste nel privarli del contributo delle formazioni appartenenti al periodo di tempo compreso tra l'Oligocene inferiore ed il Cretaceo superiore (densità 2,35 g/cm^3), ha evidenziato una distribuzione più ordinata delle isoanomale di Bouguer secondo fasce disposte E-O, dimostrando il carattere superficiale delle strutture geologiche responsabili delle anomalie locali.

La distribuzione e le concentrazioni epicentrali evidenziano chiaramente l'andamento dei due fronti, rispettivamente della catena sudalpina orientale e di quella nord-appenninica, e del sistema di Idrija ed in particolare, tra questi, i segmenti di faglie attive situate tra il Friuli centrale e la Slovenia occidentale.

Si notano anche epicentri sparsi nella pianura veneto-friulana e nell'alto Adriatico, cioè nell'avampaese comune alla catena appenninica ed a quella sudalpina. Si tratta di eventi di magnitudo molto bassa (di regola attorno a 2.5, registrati solo strumentalmente), che in genere non consente di ricavare il meccanismo focale e gli altri parametri sismici; di questi piccoli e sporadici eventi si può solo dire che essi rappresentano la locale riattivazione di alcuni segmenti delle tante faglie soprattutto normali, la cui evoluzione ha caratterizzato la storia tettonica e paleogeografica della regione in oggetto durante il Mesozoico e il Paleogene e, talora, anche nel tardo Paleozoico. In altri termini si tratta della risposta locale di preesistenti discontinuità crostali nell'attuale campo di sforzi tettonici, definito da un asse di massima compressione σ_1 con direzione attorno a nord-sud.

A situazioni paleostrutturali ereditate del tipo ora menzionato potrebbe essere assegnata la crisi sismica di Passarella (presso San Donà di Piave) del 1997, il cui sciame di epicentri cade in corrispondenza di un segmento del margine della Piattaforma Carbonatica Friulana (Fig. 72).

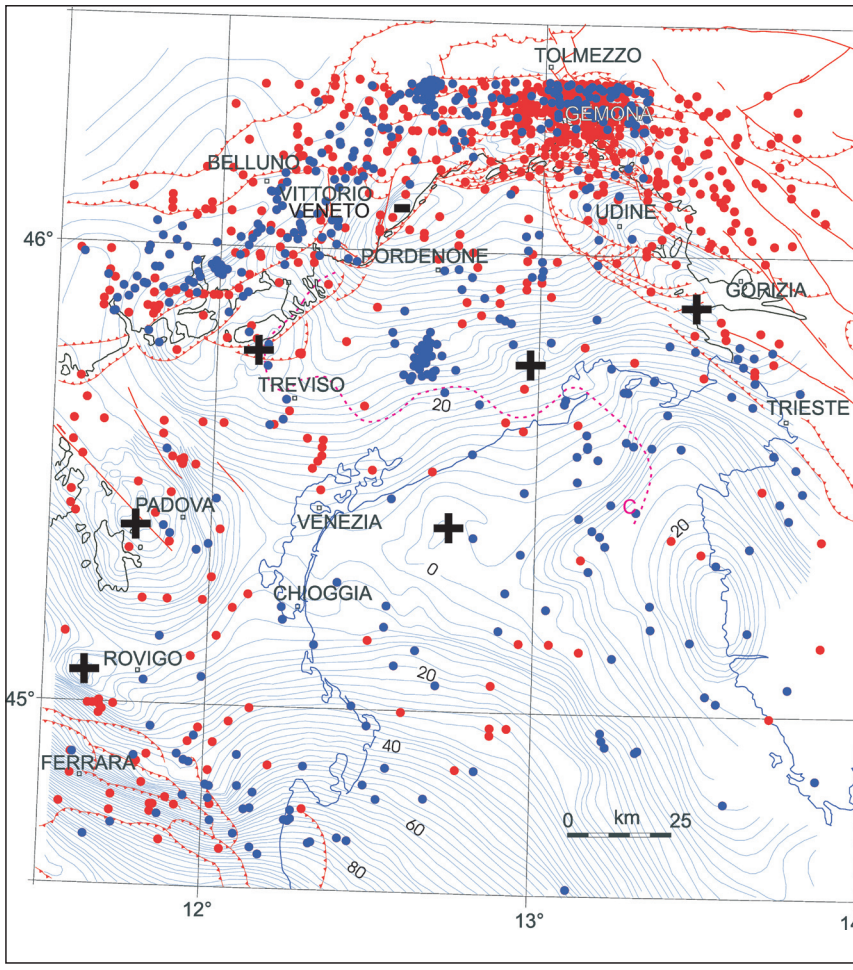


Fig. 72 - *Ubicazione degli epicentri dei terremoti che hanno interessato l'area dall'anno 0 al 2003 (0-1977 rosso, 1978-2003 blu) sulla carta delle Anomalie di Bouguer (da* Leonardi et alii*, 1973), sulla quale sono riportati, in particolare, la traccia schematica dei fronti della catena sudalpina orientale e della catena nord-appenninica, nonché alcune faglie del sistema Schio-Vicenza (al margine dei Lessini-Berici-Euganei) e del sistema di Idrija (Slovenia occidentale); la linea C a tratteggio indica la traccia del margine della Piattaforma Carbonatica Friulana.*

4. - SUBSIDENZA ED EUSTATISMO
(L. Carbognin, P. Teatini, L. Tosi, G. Zambon)

Fra i casi d'abbassamento del suolo indotti dall'attività antropica, quello di Venezia è senza dubbio uno dei più noti a livello mondiale, non tanto per l'entità dell'abbassamento, quanto per l'unicità della città la cui elevazione è ridotta a poche decine di centimetri sul medio mare. La subsidenza di Venezia è un problema che si è rivelato in tutta la sua gravità agli inizi degli anni '60 quando la città cominciò a subire, con frequenza sempre maggiore, il fenomeno dell'*acqua alta* (l'idioma locale per indicare un livello di marea che causa l'allagamento di zone più o meno vaste del centro abitato lagunare).

Lo studio di dettaglio del processo subsidenziale nell'area veneziana iniziò negli anni '70 quando fu istituito il Laboratorio per lo Studio della Dinamica della Grandi Masse del CNR. Risultato fondamentale del gruppo di ricerca fu il mettere in evidenza che la causa principale della riduzione altimetrica del territorio veneziano era da imputare principalmente allo sfruttamento artesiano per uso industriale del sistema acquifero multistrato (Serandrei Barbero, 1972; Carbognin *et alii*, 1977; Carbognin *et alii*, 1981).

Durante il secolo scorso la città ha subito un abbassamento relativo rispetto al medio mare di 23 cm, quale effetto di tre concause (Fig. 73): l'eustatismo, la subsidenza antropica e quella naturale, responsabili di una riduzione altimetrica rispettivamente pari a 11, 9 e 3 cm (Carbognin *et alii*, 2005).

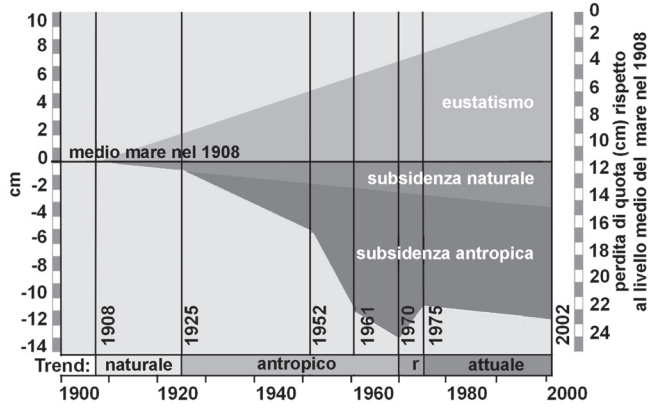


Fig. 73 - *Rappresentazione grafica dei tre fenomeni che hanno concorso a ridurre l'altimetria veneziana durante il secolo scorso (aggiornata da Gatto & Carbognin (1981) in Carbognin* et alii, *2005).*

I 23 cm complessivamente persi rappresentano per Venezia una grave penalizzazione: essi hanno contribuito ad aumentare la frequenza e l'intensità dell'acqua alta ed hanno favorito il processo di destabilizzazione dei litorali (Carbognin *et alii*, 1995a) e di erosione dei bassi fondali lagunari che hanno richiesto pesanti interventi di ripristino ambientale (Carbognin *et alii*, 2000).

I principali aspetti passati e recenti del fenomeno subsidenziale nell'area veneziana sono discussi nei paragrafi che seguono.

4.1. - Subsidenza naturale

L'area padana, come tutti i bacini sedimentari, ed in particolare la fascia costiera veneta, è da sempre stata interessata da un processo di subsidenza naturale con entità variabile nel tempo e nello spazio in relazione ai diversi eventi geologici che si sono succeduti.

Studi recenti condotti sulle carote del pozzo *Venezia 1 - CNR*, perforato negli anni '70 al Tronchetto, hanno stimato pari a circa 0,5 mm/anno la velocità media di subsidenza negli ultimi 2 milioni di anni, evidenziando come tale valore rifletta principalmente gli eventi tettonici occorsi in tale periodo (Kent *et alii*, 2002). La consolidazione naturale dei sedimenti depositatisi durante l'Olocene è responsabile di un abbassamento medio di 1,3 mm/anno, valore che ha caratterizzato l'ambiente lagunare durante la sua fase di evoluzione naturale (Gatto & Carbognin, 1981; Bortolami *et alii*, 1984). Presso il margine esterno della laguna settentrionale, a causa del maggior spessore dei depositi, questo valore è stato stimato pari a 1,37 mm/anno negli ultimi 1.500 anni (Serandrei Barbero *et alii*, 1997). La subsidenza naturale si è attenuata durante gli ultimi secoli, raggiungendo attualmente un valore inferiore a 0,5 mm/anno nel bacino centrale (Bortolami *et alii*, 1984; Carbognin, 1992; Teatini *et alii*, 2005; Serandrei Barbero *et alii*, 2005a).

4.2. - Subsidenza per estrazione d'acqua di falda

La subsidenza veneziana indotta dal pompaggio di acque sotterranee è un fenomeno studiato a lungo ed ormai noto sotto ogni punto di vista. Lo sfruttamento per scopi prevalentemente industriali del sistema acquifero multistrato, localizzato nei 350 m più superficiali del complesso Quaternario, iniziò negli anni 30 ed aumentò progressivamente divenendo intensivo dopo la Seconda Guerra Mondiale, a seguito del *boom* industriale post-bellico. Le pressioni di strato raggiunsero i valori minimi nel 1969, quando i livelli statici scesero di 20 m nella zona industriale di Porto Marghera ed il cono di depressione coinvolse gravemente anche il centro della città lagunare; in quell'anno furono registrate velocità di subsidenza

di 17 mm/anno a Porto Marghera, 14 mm/anno a Venezia e 10 mm/anno a Lido (Carbognin *et alii*, 1977; Carbognin *et alii*, 1981, Carbognin, 1992).

Le drastiche misure per ridurre le estrazioni d'acqua, che furono adottate nel 1970 modificando l'approvvigionamento idrico con la costruzione dell'acquedotto industriale, ridussero significativamente la velocità della subsidenza (Fig. 74) (Carbognin *et alii*, 1977).

La subsidenza dell'area veneziana per estrazione d'acqua di falda venne anche studiata attraverso l'ausilio di modelli matematici di simulazione. Un primo modello di subsidenza antropica agli Elementi Finiti fu messo a punto negli anni 1970 (Gambolati *et alii*, 1974a; 1974b). La modellizzazione, condotta lungo una sezione verticale congiungente Porto Marghera, Venezia e Lido, fu eseguita con un approccio a due moduli, il primo per la ricostruzione dell'idrologia del sistema

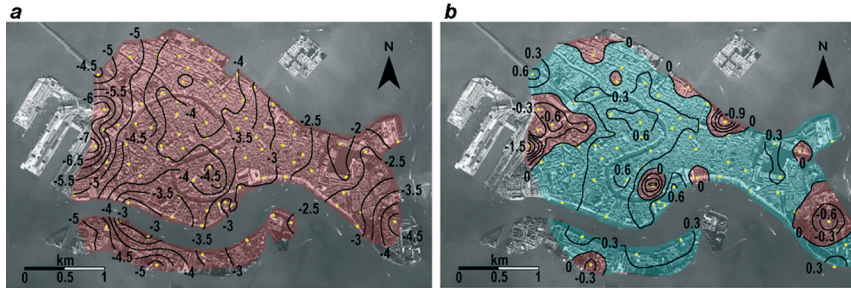


Fig. 74 - *Velocità di spostamento (mm/anno) registrata a Venezia (a) tra il 1961 ed il 1969 e (b) tra il 1973 ed il 1993. Valori negativi indicano abbassamento, positivi innalzamento (da Tosi* et alii*, 2002).*

multi-acquifero a scala regionale ed il secondo, a scala locale, per il calcolo della subsidenza antropica a Venezia. I risultati ottenuti evidenziarono una subsidenza complessiva per estrazione d'acqua di circa 15 cm tra il 1930 ed il 1973. Tali conclusioni sono state confermate negli anni '90 con una modellizzazione più sofisticata che, condotta utilizzando un approccio quasi-tridimensionale, ha permesso di eliminare le principali limitazioni del modello precedente attraverso una ricostruzione geometrica tridimensionale di dettaglio di tutto il sistema filtrante e l'utilizzo di relazioni costitutive non lineari per i parametri idraulici e geomeccanici caratterizzanti le formazioni stratigrafiche (Teatini *et alii*, 1995).

Le livellazioni eseguite nel 1973 e 1993 hanno confermato l'arresto della subsidenza antropica per estrazione d'acqua nell'area veneziana (Carbognin *et alii*, 1995b; Carbognin *et alii*, 2004).

Un contributo fondamentale per lo studio del processo di subsidenza è dato dal monitoraggio piezometrico degli acquiferi artesiani effettuato sin dagli anni '70 nella rete di controllo delle pressioni di strato istituita dal CNR-ISMAR (Dazzi *et*

alii, 1994). Un esempio di mappatura della piezometria è riportata in Fig. 75.

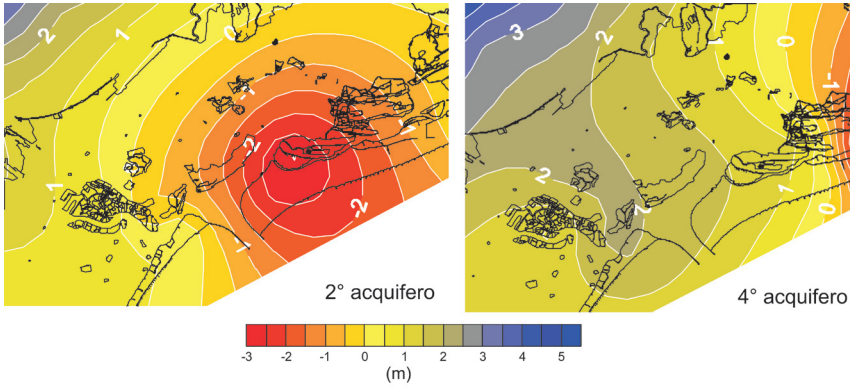


Fig. 75 - *Mappe piezometriche (m s.l.m.) del quarto e secondo acquifero relative al 2003. Dati acquisiti dalla rete di monitoraggio dei livelli piezometrici del CNR-ISMAR.*

4.3. - Eustatismo

Un altro importante aspetto associato all'abbassamento relativo del territorio veneziano ed all'incremento del fenomeno dell'acqua alta (Fig. 76a) è l'innalzamento del livello medio del mare. Per quanto concerne l'Adriatico settentrionale, le serie storiche più accurate a disposizione sono quelle relative ai mareografi di Venezia (Punta della Salute) e Trieste. La lunghezza delle serie è stata dimostrata essere sufficiente per mediare le oscillazioni minori dovute a variazioni climatiche di corto periodo (Carbognin & Taroni, 1996).

La velocità media d'innalzamento sull'intero periodo è di 1,13 mm/anno (Fig. 76b). Con riferimento al secolo scorso, il confronto tra i dati di Trieste e Venezia evidenzia l'assenza di un *trend* unico per la città lagunare a causa della subsidenza antropica. Dopo un ventennio di relativa quiescenza, tra il 1970 ed il 1990, i dati dell'ultima decina d'anni evidenziano una significativa ripresa dell'incremento eustatico, accompagnato da un maggior numero di eventi di acqua alta (Carbognin *et alii*, 2004).

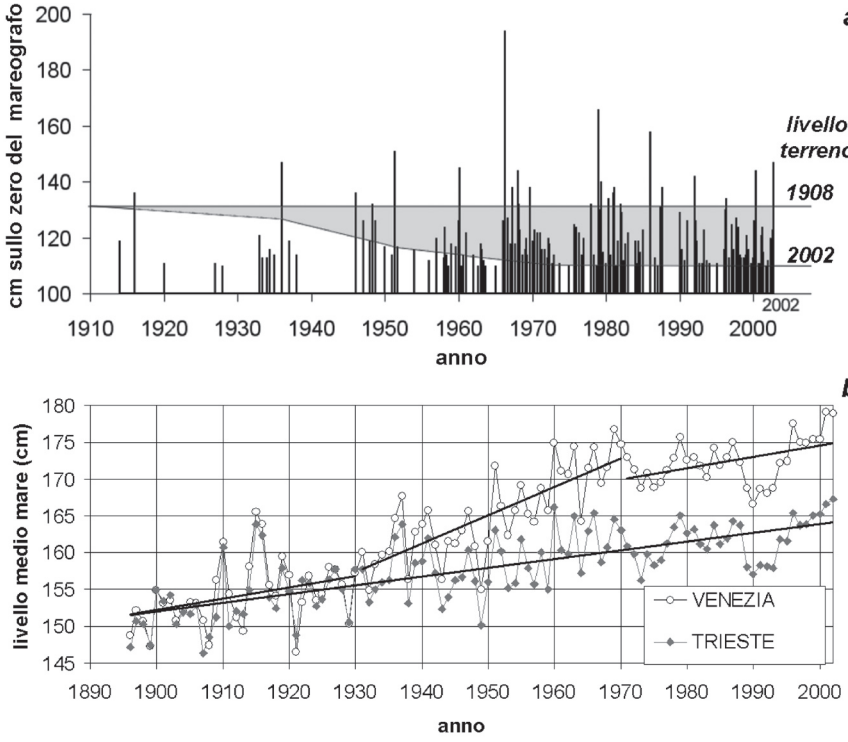


Fig. 76 - *(a) incremento della frequenza degli eventi di acqua alta sopra il livello 110 cm indotto dalla subsidenza relativa di Venezia (aggiornata da* Carbognin & Taroni, *1996 in* Carbognin et alii*, 2005); (b) andamento del livello medio del mare a Venezia e Trieste.*

4.4. - La situazione attuale

Particolare attenzione è stata recentemente rivolta al monitoraggio degli spostamenti verticali del territorio lagunare. La rete di livellazione storica, istituita lungo il margine lagunare, è stata aggiornata ed infittita nell'ambito dei Progetti ISES e IRMA nelle aree meridionale e settentrionale del territorio lagunare-costiero; è stata istituita una rete di controllo DGPS (*Differential Global Positioning System*) di circa 150 punti di misurazione; inoltre, l'applicazione dell'interferometria differenziale SAR e dell'interferometria differenziale su riflettori puntuali utilizzando i dati acquisiti dai satelliti ESA ERS-1 e ERS-2 tra il 1992 ed il 2000 ha permesso la mappatura degli spostamenti dell'area veneta con grande risoluzione. I diversi metodi di monitoraggio attualmente a disposizione sono stati inseriti in

un “sistema di monitoraggio integrato” che, sfruttando le caratteristiche peculiari di ciascuna metodologia, permette un controllo affidabile ed accurato della città di Venezia (Tosi *et alii*, 2002) (Fig. 77a) e dell’area veneta (Strozzi *et alii*, 2003; Teatini *et alii*, 2005; Strozzi *et alii*, 2005) (Fig. 77b).

Le misurazioni condotte confermano la sostanziale stabilità che caratterizza oggi la parte centrale della laguna veneta, compreso lo stesso centro storico cittadino, mentre evidenziano come le estremità lagunari si stiano abbassando con velocità fino ad 3-4 mm/anno, in conseguenza di una maggiore componente naturale, della ripresa di estrazioni d’acqua dal sottosuolo (nella zona settentrionale) e di processi di tipo geochimico (nella zona meridionale) (Camporese *et alii*, 2005; Gambolati *et alii*, 2005).

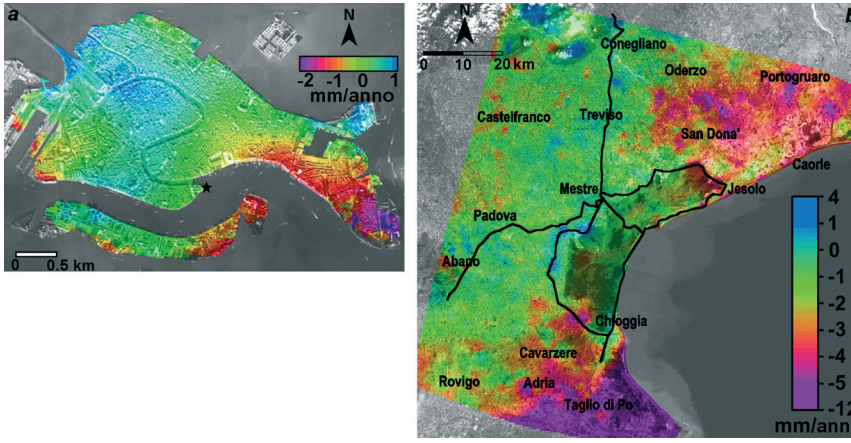


Fig. 77 - *(a) Mappa dei movimenti verticali di Venezia tra il 1992 ed il 1996 ottenuta con interferometria differenziale SAR (da Tosi* et alii*, 2002); (b) movimenti verticali dell’area veneta tra il 1992 ed il 2000 ottenuti con il sistema di monitoraggio integrato (da Strozzi* et alii*, 2003).*

EXTENDED ABSTRACT

The geological map represents the exposed stratigraphic and depositional units in their three-dimensional space, defines their correlations and distribution, their lithological and sedimentological characteristics, and the environments in which they originated. During the survey and mapping of the stratigraphic units, the guidelines for geological investigations of the Quaternary continental deposits, issued by the Servizio Geologico Nazionale (2001), were followed; reference is made to the Unconformity Bounded Stratigraphic Units (UBSU), defined on the basis of the presence of two evident, demonstrable, and significant discontinuities, bounding each unit above and below.

The geological survey of the Map Sheet "Venice" required an integrated methodological approach. In particular, analyses on both surface and subsoil deposits were performed in order to carry out three-dimensional studies of the stratigraphic units in an area including alluvial plain, lagoon, beach and sea environments. Multidisciplinary investigations, such as photo-interpretation and remote sensing, in situ surveys (coring and sampling, seismic profiles), laboratory analyses (stratigraphic descriptions, micropaleontological and mineralogical analyses, radiocarbon datings), were required. Considering the purpose of the Geological Map Sheet "Venice", core samplings were mainly focused on the upper 20-30 m of subsoil, or within the units belonging to the upper deposits of the *Last Glacial Maximum* (LGM) and to the Holocene units. Anyhow, a 100 m-deep drilling (*CARG 12*) was performed: its correlation with the *Venezia 1 - CNR*, *Venezia 2 - CNR* and other deep cores allowed a general reconstruction of the stratigraphy of the Eemian deposits on the Map Sheet "Venezia" and on the adjacent Map Sheet "Chioggia-Malamocco". Analyses on other three cores, drilled down

to 50 m (*CARG 4, CARG 5, CARG 9*) and got from the Venice Water Authority, gave more details on the Late Pleistocene stratigraphy and depositional conditions after the last interglacial. Palynological analyses were performed on the *CARG 5* core samples, which were correlated with others carried out on Venetian subsoil deposits. It was possible to identify sediment layers corresponding to the Tursac and Laugerie interstadials, dated 21,750 and 19,000 years B.P., respectively, and localized at depths varying between about 14 m and 22 m and between 8 m and 11 m (Serandrei Barbero *et alii*, 2001; Serandrei Barbero *et alii*, 2002).

The Geological Map at 1:50,000 scale was obtained synthesizing the maps at 1:25,000 scale, resulting from the interpretation and synthesis of the 1:10,000 maps produced during the surveys.

1. - STRATIGRAPHIC UNITS

The *Venice Supersynthem* is the most ancient stratigraphic unit considered on the Geological Map Sheet "Venice". The *Correzzola Unit* (CRZ), which identifies the last Tyrrhenian marine deposits, represents the uppermost part of this supersynthem; the *Mestre Supersynthem* (MT) continues upward, including alluvial units that are capped with deposits of the *Last Glacial Maximum* (LGM). The *Po Synthem* (POI), characterized by Holocene sediments, lies on the *Mestre Supersynthem*.

The *Venice Supersynthem* includes the Post-Messinian units deposited starting from the Pliocene until the Upper Pleistocene. The lower boundary, therefore, coincides with the Messinian unconformity, whereas the upper, separating it from the overlying *Mestre Supersynthem*, marks the change from lagoonal and deltaic depositional environments to the successive alluvial-type units. Available data allowed investigating adequately only the upper portion of the *Venice Supersynthem*, or rather the sequence deposited during the Tyrrhenian marine transgression, whose base, however, was not always possible to define exactly. Data relative to the *Venice Supersynthem* are limited to the interpretation of the results obtained from the analyses performed on the three deep core samples (*CARG 12, Venezia 1 - CNR* and *Venezia 2 - CNR*) and from a series of selected stratigraphies of wells, a large part of which drilled for water supply. From the study of the *Venezia 1 - CNR* core, the Tyrrhenian marine transgression sequence shows neritic *biofacies* at the base and lagoon *biofacies* towards the top (Müllenders *et alii*, 1996; Massari *et alii*, 2004). In the *CARG 12* core, a delta front deposit was identified at 91.6 m depth, whereas, between -71 m and -65 m, a change from neritic to lagoonal sedimentation can be observed. Neritic deposits, 91 m and 70 m deep, belong to the Tyrrhenian and coincide with the isotopic marine stages 5.5 and 5.3, respectively. Between about -90 and -71 m, *facies*

of alluvial plain are present and sometimes include carbonate concretions and oxidized horizons, indicating pedogenesis. Finally, between -65 and -55 m, again there are delta front sediments, composed of sands with few shells of marine mollusks. An attempt was made to correlate laterally the top of this supersynthem, whose upper boundary was found at varying depths between 50 m and 80 m.

The *Correzzola Unit* is composed of sediment deposited during the last Tyrrhenian marine transgression. In particular, in the *CARG 12* core it corresponds to the sequence found at a depth between about 55 m and 70 m. From a lithological point of view, from -70 m to -65 m, these units are composed of stiff silts interbedded with sandy layers, a few centimeters thick, containing neritic *facies* at the base and lagoonal at the top, whereas, between -65 m and -55 m, sandy sediments of deltaic origin, containing a few mollusk shells, are present. The upper boundary of the *Correzzola Unit*, found between about 50 m and 80 m depths, is not exposed on the Map Sheet "Venice".

The *Mestre Supersynthem* lies on the *Venice Supersynthem* and contains alluvial plain sediments composed of silts, sands, clays, pedogenized locally, and peats. Coarser sediments, dominantly sandy, are found in correspondence of ancient fluvial ridges, while finer sediments in the interstream basins of the flood plain, where local swamp conditions are made evident by the presence of peats and organic horizons, often containing freshwater shells. The structure of fine sediments is generally horizontal and laminated. Conversely, the distribution of sands often follows preferential meandering courses, demarcating thus the direction of ancient rivers. Sometimes, sandy fillings are identified at 10-15 m depth. At the base of the *CARG 5* core, drilled down to 52 m b.s.l., paleoecological and palynostratigraphic studies allowed identifying the presence of an alluvial *facies* deposit, which would seem to correspond to the middle-upper portion of the warm-temperate phase correlatable with that of Eemian. The relative limited depth of this core did not however permit to reach the marine sediments of the *Correzzola Unit*. Likewise to what discovered in the subsoil of Venice, even in the northern lagoon four favorable periods of climatic conditions were identified; it is difficult to attribute the oldest two, while the two more recent, found at 23 m and 13 m depths, are correlated to the Tursac and Laugerie interstadials, respectively. The top of the *Mestre Supersynthem,* which dates about 18,000 years B.P., shows evidence of pedogenetic process in conditions of prolonged subaerial exposure and sedimentation starving. Therefore, the boundary with the successive Holocene units can be marked by erosive surfaces or "non depositional" surfaces. Even if different lithologies can be present at the top of the *Mestre Supersynthem*, the finding of an overconsolidated clay layer, locally known as *caranto* and considered a paleosoil, is more frequent. The *caranto* has a varying thickness from a few centimeters to 2 m and it is mainly composed of very stiff clayey-silts, or silty clays; it is light grey with ochreous marbling and contains carbonate

nodules having a diameter equal to a few millimeters. The deposition of these soil layers, and those immediately beneath, occurred in the interval between 18,000 and 20,000 years B.P. Recent studies set the pedogenetic and overconsolidation processes within a starving sedimentation phase occurring from 14,500 years B.P. and the beginning of the Holocene transgression (Mozzi *et alii*, 2003). The *caranto* is an optimum reference layer in identifying the boundary between the *Mestre Supersynthem* and the *Po Synthem* (Pleistocene-Holocene stratigraphical limit), but, unfortunately, it is not continuous. Discontinuities are represented by *facies* composed of sandy sediments (probable evidences of ancient fluvial ridges), at times cemented, or distinctly unconsolidated clays (lacustrine-swamp deposits), but with traces of pedogenesis that sometimes could have been impeded by particular depositional and textural characteristics. Finally, the lateral contact with Holocene marine-lagoonal sediments, filling ancient riverbeds, is not too rare. A major contribution to the study of the *Mestre Supersynthem* came from the high-resolution seismic investigation of the lagoon and sea. In the study area the *Mestre Supersynthem* is exposed only in the deeper lagoon channels.

On the Geological Map Sheet "Venice" the *Po Synthem* is composed of Holocene deposits; an unconforming, erosive boundary separates it from the underlying *Mestre Supersynthem*. Between the Late Pleistocene and Holocene sedimentation, a stratigraphic *hiatus*, widely varying from 8,000 to 13,000 years depending on the areas, is present, consequently, including a part of the lower Holocene. The base of the *Po Synthem* has a variable depth that reflects the morphology of the Pleistocene plain during the *Last Glacial Maximum*. In the area of the Geological Map Sheet "Venice" the thickness of this synthem is larger in the present location of the northern littoral (15-17 m) and decreases to at least 1 m, continuing toward the Mestre-Tessera lagoon margin and offshore in the Adriatic, starting from the 23-25 m bathymetric lines, where the Pleistocene-Holocene boundary is exposed. In this map the *Po Synthem* is the most represented of the stratigraphic units, whose top corresponds to the present sedimentation. It was divided into two units: the *Malamocco Unit* (POI_9) and the *Torcello Unit* (POI_{10}), both made up of sands, silts, clays, and peats from alluvial, deltaic, littoral (beach and lagoon), and shelf environments and divided only on a chronological basis. The *Po Synthem* corresponds with the *Ravenna Allomember* mapped in the Geological Map Sheet "Ravenna" (Amorosi *et alii*, 1999), whereas the *Torcello Unit* coincides with the *Modena Unit* indicated on the same map sheet.

The *Malamocco Unit* represents the lower part, and therefore the most ancient, of the *Po Synthem*. Basal sediments are composed of marine transgression deposits in the central-east area of the map and alluvial-deltaic in the western one. The former reflect a continuing migration of the littoral landward, forming a lagoon behind it. Thus, they comprise sandy-silty beach sediments, at the base of which a thin horizon, rich in marine bioclasts and scarce detrital matrix, and silty-clayey

lagoon layers, sometimes organic, originated in a back-barrier environment, are often present. Generally, the beach deposits overlap the back-barrier sediments and are separated from the latter by a time-transgressive surface boundary, slightly dipping to the SE. In some cases, instead, the transgressive barrier sediments have an erosional contact with the underlying Pleistocene alluvial stratigraphic units. Locally, thin layers of reworked sandy clays, having chaotic structures and containing Pleistocene clay breccias, are found under the back-barrier deposits: their origin was due to river overflooding, as consequence of deglaciation and sea level rise. Toward the mainland, the back-barrier deposits interdigit with those of alluvial/deltaic environment. Transgressive sediments are buried under those from coastal prograding related to the marine highstand.

Transgressive and prograding units generate a sandy-clayey body that thins out towards the NW, whose geometry is particularly complex owing to the, initially landward and then seaward, coastline migration. Behind the littoral deposits, the silty-clayey back-barrier sediments, often characterized by peat in marshy *facies*, interdigit with deltaic units toward the inner lagoon margins. Seaward, within the regressive and prograding deposits, a wedge-shaped unit can be distinguished; it is prevalently made up of silty deposits related to littoral-shelf transition *facies*, which are completely replaced by shelf sediments offshore. The *Malamocco Unit* is exposed in the lagoon channels and in the eastern section of the map, exactly where the ancient shorelines on the mainland and in the lagoon were found. The lower boundary of the *Malamocco Unit* corresponds to that of the *Po Synthem*, whereas the top is of Late Roman age. Evident signs of pedogenesis, indicating conditions of prolonged subaerial exposure, often characterize the top deposits.

The *Torcello Unit*, corresponding to the uppermost part, and therefore more recent, of the *Po Synthem,* refers to the post-Roman sedimentation, starting from V-VI century A.D. and ending with the present. The base of this unit indicates a phase of deteriorated climatic conditions that, from IV-VI century A.D., caused a significant increase in rainfall with a consequent increase of flooding (Veggiani, 1994) and probably even a sea level rise, which brought about a partial submersion of the lagoon area. This is often proved by the presence of lagoon deposits lying above the anthropogenic levels of the Roman age. In the absence of similar evidences, the unit is distinguished on the basis of other elements similar to those found on the Geological Map Sheet "Ravenna" during the identification of the corresponding *Modena Unit* (Amorosi, 1999). In fact, on the mainland, sometimes the bottom boundary of the *Torcello Unit* coincides with an unconformity (erosional surface) laterally correlatable to yellowish-brown and reddish-brown soils, characterized by partial or total decarbonatation in surface horizons and accumulation of carbonates in the deeper ones. By the geoarchaeological study of the subsoils, largely carried out in the Venetian area and supported by chronostratigraphic data, it was possible to identify and map

this unit. The *Torcello Unit* is composed of alluvial, deltaic, beach, and lagoon sands, silts, clays, and peats. Instead, starting from the late Roman period until today, it is believed that the deposition of fine sediments in the shelf environment has been scarce. The *Torcello Unit* is the one that is exposed the most in both the lagoon and mainland and its thicknesses vary from 1 to 4 meters.

2. - LEGEND OF THE GEOLOGICAL MAP

PO SYNTHEM (POI): Holocene.

The *Po Synthem* comprises two lower-rank stratigraphic units: the *Torcello Unit* (POI_{10}) and the *Malamocco Unit* (POI_9), which represents the lowermost part of the synthem.

It is characterized by alluvial, deltaic, littoral (beach and lagoon), and shelf deposits. The lower boundary corresponds to an unconformity of regional extent that separates it from the underlying *Mestre Supersynthem*, forming a stratigraphic *hiatus*. The age of the *Po Synthem* bottom varies from about 10,000 to 5,000 years B.P. The upper boundary corresponds to the present ground surface.

Depositional environments:

Alluvial deposits

- Sands, silty and/or clayey sands of fluvial channel, levee, crevasse and floodplain deposits. They constitute longitudinally elongated, convex bodies, following the direction of maximum slope (fluvial ridges) or lobate forms (crevasse deposits).
- Silts, sandy and/or clayey silts, occasionally containing organic matter, deposited mainly between the fluvial ridges, or slight elevated areas, and depressed areas.
- Clays, silty and/or sandy clays, sometimes rich in organic matter, deposited in interstream basins depressed with respect to the surrounding plain. They also make up sedimentary bodies characterized by a ribbon shape geometry and representative of abandoned channel deposits.

Deltaic deposits

- Sands, silty and/or clayey sands, deposited near the distributary channels and at the river mouths or accumulated along fluvial levee by rather strong water currents.
- Silts, sandy and/or clayey silts, sometimes associated with organic materials, deposited in deltaic floodplain areas distal to the stream.

- Clays, silty and/or sandy clays, sometimes associated with organic materials, deposited in low energy environment, generally in depressed areas far from the channels and the prodelta area.
- Peats, often associated with silty-clayey sediments (organic rich soils); they represent swampy-marshy deposits developed into depressed areas where river floodwaters converge and collect (interchannel basins).

Littoral deposits

a) Lagoon deposits
- Sands and silty sands deposited at the lagoon inlets, the shallows, and the high-energy lagoon channels, or located close to the littoral barrier (washover fan). They are often due to the reworking of littoral sediments caused by lagoon currents.
- Silts, clayey and/or sandy silts, sometimes containing organic materials, typical of lagoon basins, tidal plains, shoals, and salt marshes; the coarsest grain-fractions are found at the lagoon inlets.
- Clays, silty and/or sandy clays, at times rich in organic materials, deposited in areas characterized by very low energy and scarce water exchange, with the tendency to wetland development.
- Peat, often associated with silty-clayey sediments (organic rich soils), accumulated in lagoon marsh areas bordering the mainland and in back-barrier areas.

b) Beach deposits
- Sands and silty sands forming beach, beach ridges and dune systems.
- Silts, clayey and/or sandy silts, sometimes containing organic materials, deposited in environments characterized by low-energy and interdunal depressions.

Shelf deposits
- Shallow sea deposits (*offshore deposits*), in which fine sediments are dominant.

TORCELLO UNIT (POI_{10})

It is the uppermost part of the *Po Synthem*, of post-Roman age, composed of sands, silts, clays, and peats from alluvial, deltaic, and littoral (lagoon and beach) environments. The lower boundary coincides with a discontinuous unconformity extending over the Venice area and attributed to the IV-V century A.D., when a deterioration of the climatic conditions occurred. In the mainland it is laterally

correlated to soils, characterized by the different degrees of decarbonatation; the upper boundary coincides with the ground surface. Age: Post-Roman (IV-V century A.D. - Present).

MALAMOCCO UNIT (POI_9)

This unit represents the lower part of the *Po Synthem*; it is composed of sands, silts, clays, and peats from alluvial, deltaic, and littoral (lagoon and beach) environments and of shelf sands and silts. The lower boundary coincides with an erosional surface, whereas the upper with the ground surface of Roman age. Age: 10,000 B.P. - IV-V century A.D.

MESTRE SUPERSYNTHEM (MT)

It is composed of sediments of alluvial environment. The lower boundary, not exposed, is marked by an unconformity that separates this supersynthem from the underlying Tyrrhenian marine transgression deposits. The upper boundary coincides with an unconformity located at the top of the Pleistocene. The uppermost layer is often represented by a clayey-silty layer, locally known as *caranto*; it is a paleosoil that underwent a process of over consolidation, due to subaerial exposure and dry cold climate. Age: Upper Pleistocene (110,000-18,000 B.P.).

VENICE SUPERSYNTHEM (VZ)

This supersynthem is composed of deposits whose sediments are characterized by various grain sizes and originated in different environments. The upper boundary corresponds to an unconformity that evidences the transition to the overlying alluvial deposits of the *Mestre Supersynthem*. The lower boundary coincides with the Messinian unconformity. Age: Pliocene-Upper Pleistocene (110,000 B.P.).

CORREZZOLA UNIT (CRZ)

It represents the uppermost part of the *Venice Supersynthem*. It is composed of marine sediments deposited during the last Tyrrhenian transgression event. The upper boundary coincides with the top of the *Venice Supersynthem*, whereas the base with an unconformity that separates if from the underlying Tyrrhenian alluvial deposits preceding the last phase of marine deposition. Age: Eemian.

BIBLIOGRAFIA

Accordi B. & Socin C. (1950) - *Le formazioni quaternarie del pozzo di Correzzola (Padova)*. Boll. Soc. Adriat. Sc. Nat. Trieste, 45: 11-26.

Albani A.D. (1993) - *Use of benthonic foraminifera to evaluate the environmental characteristics of Port Hacking; significance for coastal engineering works and pollution*. In McNally G., Knight M. & Smith R. (eds) - *Collected Case Studies in Engineering Geology, Hydrogeology and Environmental Geology*. Springwood NSW, Butterfly Books, 2: 28-37.

Albani A.D., Favero V. & Serandrei Barbero R. (1984) - *Benthonic foraminifera as indicators of intertidal environments*. Geo-Marine Letters, 4: 43-47.

Albani A.D., Favero V. & Serandrei Barbero R. (1991) - *The distribution and ecological significance of recent Foraminifera in the Lagoon south of Venice*. Revista Espanola de Micropaleontologia, 23(2): 129-143.

Albani A.D., Favero V. & Serandrei Barbero R. (1998) - *Distribution of sediment and benthic Foraminifera in the Gulf of Venice, Italy*. Estuarine, Coastal and Shelf Science, 46: 252-265.

Albani A.D., Rickwood P.C., Favero V. & Serandrei Barbero R. (1989) - *The geochemical anomalies in sediments on the shelf near the Lagoon of Venice, Italy*. Marine Pollution Bulletin, 20: 438-442.

Albani A.D., Rickwood P.C., Favero V. & Serandrei Barbero R. (1995) - *The geochemistry of recent sediments in the Lagoon of Venice: environmental implications*. Atti Istituto Veneto di Scienze, Lettere ed Arti, Classe di Scienze Fisiche, Matematiche e Naturali, 153: 235-321.

Albani A.D. & Serandrei Barbero R. (1982) - *A Foraminiferal Fauna from the Lagoon of Venice, Italy*. Journal of Foraminiferal Research, 12: 234-241.

Albani A.D. & Serandrei Barbero R. (2001) - *The distribution of surface sediments in the Lagoon of Venice (Italy) in the 1980s*. Atti Istituto Veneto di Scienze Lettere ed Arti, Classe di Scienze Fisiche, Matematiche e Naturali, 159: 363-378.

Alberotanza L.& Serandrei Barbero R. (1974) - *Rapporto preliminare sul sondaggio VE 2 CNR*. Consiglio Nazionale delle Ricerche - Laboratorio per lo Studio della Dinamica delle Grandi Masse, Venezia, Rapporto Tecnico 87: 27 pp.

Alberotanza L., Serandrei Barbero R. & Favero V. (1977) - *I sedimenti olocenici della laguna di Venezia (Bacino settentrionale)*. Boll. Soc. Geol. It., 96: 243-269.

Allen J.R.M., Brandt U., Brauer A., Hubberten H.W., Huntley B., Keller J., Kraml M., Mackensen A., Migram J., Negendank J., Nowaczyk N., Oberhansli H., Watts W.A., Wulf S. & Zolitschka B. (1999) - *Rapid environmental changes in southern Europe during the last glacial period*. Nature, 400: 740-743.

Alve E. (1995) - *Benthic foraminiferal responses to estuarine pollution: a review*. Journal of Foraminiferal Research, 25: 190-203.

Amorosi A. (a cura di) (1999) - *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000. Foglio 223 - Ravenna*. Servizio Geologico d'Italia, Ditta Eliofototecnica Barbieri s.n.c., Parma: 144 pp.

Amorosi A., Colalongo M.L. & Fusco F. (1999) - *Glacio-eustatic control of continental-shallow marine cyclicity from late Quaternary deposits in the south-eastern Po plain, Northern Italy*. Quatern. Research, 52(1): 1-13.

Baglioni A. & Toffoletto F. (1998) - *Applicazione di metodologie geofisiche nello studio sedimentologico - stratigrafico del sottosuolo veneziano*. Consiglio Nazionale delle Ricerche - Istituto per lo Studio della Dinamica delle Grandi Masse, Venezia, Rapporto Tecnico 219: 20 pp.

Baratta M.R. (1901) - *I terremoti d'Italia*. Saggio di Storia, Geografia e Bibliografia Sismica Italiana con 136 sismocartogrammi, F.lli Bocca Editori, Torino: 950 pp.

Barbieri C., Di Giulio A., Fantoni R., Picotti V. & Zanferrari A. (2004) - *Patterns of the Messinian erosion in the Venetian-Friulian Basin (NE Italy)*. 32nd International Geological Congress, August 20-28, 2004, Florence.

Barbieri C. & Garcia Castellanos D. (2004) - *A 3D image of the Venetian foreland basin (NE Italy) through a 2D (planaform) analysis.* Proceedings of Geomod2004, Emmetten, Lake Lucerne, June 9-11, 2004: 179-182.

Barillari A. (1978) - *Prime notizie sulla distribuzione dei sedimenti superficiali nel bacino centrale della Laguna di Venezia*. Atti Istituto Veneto di Scienze, Lettere ed Arti, Classe di Scienze Matematiche e Naturali, 136: 125-134

Barillari A. (1981) - *Distribuzione dei sedimenti superficiali nel bacino meridionale della Laguna di Venezia*. Atti Istituto Veneto di Scienze, Lettere ed Arti, Classe di Scienze Fisiche, Matematiche e Naturali, 134: 87-109.

Barillari A. & Rosso A. (1975) - *Prime notizie sulla distribuzione dei sedimenti superficiali nel bacino settentrionale della laguna veneta*. Mem. Biogeogr. Adriat., suppl., 9: 13-32.

Beaulieu de J.L. & Reille M. (1992) - *The last climatic cycle at la Grande Pile (Vosges, France): a new pollen profile*. Quaternary Science Reviews, 11: 431-438.

Behre K.E. (1989) - *Biostratigraphy of the last Glacial period in Europe*. Quaternary Science Reviews, 8: 25-44.

Behre K.E. & van der Plicht J. (1992) - *Towards an absolute chronology for the last glacial period in Europe: radiocarbon dates from Oerel, northern Germany*. Veget. Hist. Archaeobot., 1: 111-117.

Bellet J., Oudin J.L., Favero V. & Passega R. (1982) - *Analyse optique de la matière organique du Quaternaire : sondage C.N.R. VE-1, Venise*. Revue de l'Institut Français du Petrole, 37: 587-598.

Bernabini M., Bernardelli P., Comin C., Coren F., Giammetti S., Longoni R., Nicolich R., Orlando L., Palmieri F. & Zanolla C. (2003) - *Gravity data base and 2001 surveys*. Memorie di Scienze Geologiche, volume speciale 54: 33-36.

Bernardis G., Poli M.E., Snidarcig A. & Zanferrari A. (2000) - *Seismotectonic and macroseismic characteristics of the earthquake of Bovec (NW Slovenia: April 12, 1998)*. Boll. Geof. Teor. Appl., 41: 133-148.

Bini C., Bonardi M., Donnici S., Lezziero A., Mozzi P. & Serandrei Barbero R. (2003) - *An overconsolidated paleosol layer underlying the Venice Lagoon: the Caranto*. XVI INQUA Congress, Reno, Nevada, 24-30 July 2003.

Bixio A.C., Putti M., Tosi L., Carbognin L. & Gambolati G. (1998) - *Finite element modeling of salt water intrusion in the Venice aquifer system.* In: Burganos V.N., Karatzas G.P., Payatakes A.C., Brebbia C.A., Gray W.G. & Pinder G.F. (eds) - *Computational Methods in Water Resources XII*. Proceedings of the XII Int. Conference on Computational Methods in Water Resources, Computational Mechanics Publications, Southampton, UK, and Boston, USA, 2: 193-200.

Blake H., Bondesan A., Favero V., Finzi E. & Salvatori S. (1988) - *Cittanova - Heraclia 1987: risultati preliminari delle indagini geomorfologiche e paleogeografiche*. Quad. Arch. del Veneto, 4: 112-135.

Boccaletti M., Bonini m., Corti G., Gasperini G., Martelli L., Piccardi L., Tanini C., Vannucci G., Molinari F., Moratti G., Rosselli S. & Severi P. (2003) - *Carta sismotettonica della Regione Emilia-Romagna, scala 1:250.000*. S.El.Ca., Firenze.

Bonardi M. (1998) - *Studio dei processi evolutivi di alcune barene della Laguna di Venezia (bacino nord) in relazione alle variazioni del livello marino*. Consiglio Nazionale delle Ricerche - Istituto per lo Studio della Dinamica delle Grandi Masse, Venezia, Rapporto finale (RAPP. 5/5) del contratto (OP/60) Consorzio Venezia Nuova - C.N.R.-ISDGM: 65 pp.

Bonardi M., Canal E., Cavazzoni S., Serandrei Barbero R., Tosi L., Galgaro A. & Giada M. (1997) - *Sedimentological, archaeological and historical evidences of paleoclimatic changes during the Holocene in the Lagoon of Venice (Italy)*. World Resource Review, 9(4): 435-446.

Bonardi M. & Tosi L. (1994a) - *I sedimenti tardo-quaternari del cordone litoraneo della Laguna di Venezia: le sabbie*. Consiglio Nazionale delle Ricerche - Istituto per lo Studio della Dinamica delle Grandi Masse, Venezia, Rapporto Tecnico 184: 56 pp.

Bonardi M. & Tosi L. (1994b) - *Effects of Late Quaternary climatic changes on an exposed clay layer in the Lagoon of Venice (Italy)*. International Association of Sedimentologist, Proceedings of 14th International Sedimentological Congress, Recife, Brazil, 1994: 18-20.

Bonardi M. & Tosi L. (1995a) - *The Holocene-Pleistocene boundary zone in the Lagoon of Venice (Italy)*. Atti del Contributo Italiano al Seminario Bilaterale Cina-Italia sulla Geologia Marina, Quingdao, China, 4-6 ottobre 1994, C.N.R. - Istituto di Geologia Marina, Bologna, Rapporto Tecnico 40: 14-17.

Bonardi M. & Tosi L. (1995b) - *Caratterizzazione e differenziazione mineralogica dei livelli sabbiosi tardo-quaternari del litorale veneziano.* Il Quaternario, 8(2): 315-322.

Bonardi M. & Tosi L. (1997) - *Evidence of climatic variations in Upper Pleistocene and Holocene sediments from the Lagoon of Venice (Italy) and the Yellow Sea (China)*. World Resource Review, 9(1): 101-112.

Bonardi M. & Tosi L. (1999) - *Cicli sedimentari e variazioni paleoclimatiche in ambienti deposizionali diversi: lagunare, deltizio e di mare epicontinentale*. Atti del Convegno "Conoscenza e Salvaguardia delle Aree di Pianura - Il contributo delle Scienze della Terra", Ferrara, 8-11 novembre 1999, Sessione 1 (Comunicazioni): 15-17.

Bonardi M. & Tosi L. (2000a) - *Studio mineralogico dei sedimenti sabbiosi tardo-pleistocenici ed olocenici del litorale veneziano.* Istituto Veneto di Scienze Lettere ed Arti, La Ricerca Scientifica Per Venezia, Il Progetto Sistema Lagunare Veneziano Modellistica del Sistema Lagunare, Studio di Impatto Ambientale, 2(2): 961-966.

Bonardi M. & Tosi L. (2000b) - *Studio sedimentologico di un livello di argilla sovraconsolidata sottostante il litorale veneziano*. Istituto Veneto di Scienze Lettere ed Arti, La Ricerca Scientifica Per Venezia, Il Progetto Sistema Lagunare Veneziano, Modellistica del Sistema Lagunare, Studio di Impatto Ambientale, 2(2): 952-960.

Bonardi M. & Tosi L. (2000c) - *Studio dei sedimenti tardo-quaternari del litorale veneziano: contributo alle indagini paleoclimatiche ed ambientali*. Istituto Veneto di Scienze Lettere ed Arti, La Ricerca Scientifica Per Venezia, Il Progetto Sistema Lagunare Veneziano, Modellistica del Sistema Lagunare, Studio di Impatto Ambientale, 2(2): 920-936.

Bonardi M. & Tosi L. (2001) - *Effects of climate changes on the Upper Pleistocene and Holocene sediments of the Venice Lagoon, Italy*. Atti del Convegno "Global Climate Changes during the Late Quaternary", Accademia Nazionale dei Lincei, 3-4 maggio 2001, Roma: 22.

Bonardi M., Tosi L., Rizzetto F., Brancolini G. & Baradello L. (2004) - *Effects of climate changes on the Late Pleistocene and Holocene sediments of the Venice Lagoon, Italy*. Journal of Coastal Research, Proceedings of the 8th International Coastal Symposium, Brazil, SI 39, ISSN 0749-0208, 279-284.

Bonardi M., Tosi L., Serandrei Barbero R., Canal E., Cavazzoni S. & Albani A.D. (1998) - *Evoluzione e cronologia di alcune barene della Laguna di Venezia in relazione alle variazioni del livello marino: banca dati*. Consiglio Nazionale delle Ricerche - Istituto per lo Studio della Dinamica delle Grandi Masse, Venezia, Technical Note 188: 100 pp.

Bondesan M., Calderoni G., Cattani L., Ferrari M., Furini A.L., Serandrei Barbero R. & Stefani M. (1999) - *Nuovi dati stratigrafici, paleoambientali e di cronologia radiometrica sul ciclo trasgressivo-regressivo olocenico nell'area deltizia padana*. Annali dell'Università di Ferrara (Nuova Serie), Sezione Scienze della Terra, **8** (1): 1-34.

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

Bondesan A., Calderoni G. & Rizzetto F. (2003a) - *Geomorphologic evolution of the lower Piave river coastal plain during the Holocene*. In: Biancotti A. & Motta M. (a cura di) - *Risposta dei processi geomorfologici alle variazioni ambientali*. MURST, Atti del Convegno, Bologna 10-11 febbraio 2000, Glauco Brigati, Genova: 125-133.

Bondesan A. & Meneghel M. (a cura di) (2004) - *Geomorfologia della provincia di Venezia*. Esedra Editrice, Padova: 516 pp.

Bondesan A., Meneghel M., Miola A. & Valentini G. (2003b) - *Paleoenvironmental reconstruction*

from LGM to historical time in the lower coastal plain of the Piave River. Preliminary pollen analysis on a 20 m core of lagoon and fluvial sediments. Il Quaternario, 16 (1bis): 183-192.

Bondesan A. & Mozzi P. (2002) - *Aspetti geomorfologici della tenuta di Ca' Tron*. In Ghedini F., Bondesan A. & Busana S. (a cura di) - *La tenuta di Ca' Tron. Ambiente e storia nella terra dei Dogi*. Cierre Ed., Verona: 61-68.

Bondesan A., Mozzi P., Primon S. & Zamboni C. (2002b) - *Antiche acque e antiche genti: l'indagine geomorfologica tra passato e presente*. In: Ghedini F., Bondesan A. & Busana S. (a cura di) - *La Tenuta di Cà Tron. Ambiente e storia nella terra dei dogi.* Cierre Ed., Verona: 15-68.

Bondesan M., Calderoni G., Cattani L., Ferrari M., Furini A.L., Serandrei Barbero R. & Stefani M. (1999) - *Nuovi dati stratigrafici, paleoambientali e di cronologia radiometrica sul ciclo trasgressivo-regressivo olocenico nell'area deltizia padana*. Annali dell'Università di Ferrara (Nuova Serie), Sezione Scienze della Terra, 8(1): 1-34.

Bortolami G.C., Carbognin L. & Gatto P. (1984) - *Natural subsidence in the Lagoon of Venice*. In: Johnson A.I., Carbognin L. & Ubertini L. (eds) - *Land Subsidence*. Proceedings of the 3rd International Symposium on Land Subsidence, IAHS Publication, 151: 777-784.

Bortolami G.C., Fontes J.C., Markgraf V. & Saliege J.F. (1977) - *Land, sea and climate in the northern Adriatic region during late Pleistocene and Holocene*. Paleogeograpyhy, Paleoclimatology, Paleoecology, 21: 139-156.

Bortolami G.C., Fontes J.C. & Panichi C. (1970) - *Hydrogéologie isotopique de la Plaine de Venise. Premiers résultats et perspectives*. Atti del Convegno Internazionale sulle Acque Sotterranee, Palermo, 6-8 dicembre1970: 7 pp.

Bortolami G.C., Fontes J.C. & Panichi C. (1973a) - *Résultats préliminaires sur les teneurs en isotopes de l'environnement et circulation dans les aquiféres du sous-sol venitien*. Consiglio Nazionale delle Ricerche - Istituto per lo Studio della Dinamica delle Grandi Masse, Venezia, Rapporto Tecnico 35: 20 pp.

Bortolami G.C., Fontes J.C. & Panichi C. (1973b) - *Isotopes du milieu et circulations dans les aquifers du sous-sol vénitien*. Earth and Planetary Sciences Letters, 19 (2) : 154-167.

Boschi E., Ferrari G., Gasperini P., Guidoboni E., Smriglio G. & Valensise G. (a cura di) (1995) - *Catalogo dei forti terremoti in Italia dal 461 a.C. al 1980*. ING-SGA, Bologna: 974 pp.

Boschi E., Guidoboni E., Ferrari G., Valensise G. & Gasperini P. (a cura di) (1997) - *Catalogo dei forti terremoti in Italia dal 461 a.C. al 1990*. ING-SGA, Roma-Bologna, 2: 644 pp.

Brambati A., Carbognin L., Quaia T., Teatini P. & Tosi L. (2003) - *The Lagoon of Venice: geological setting, evolution and land subsidence*. Episodes, 26(3): 264-268.

Brancolini G., Tosi L., Rizzetto F., Donda F. & Baradello L. (2005) - *The unconformity at the Pleistocene-Holocene boundary in the Venice coastal area (Italy)*. Geoitalia 2005, Quinto Forum Italiano di Scienze della Terra, Spoleto, 21-23 settembre 2005, Epitome, 1: 253.

Brancolini G., Tosi L., Rizzetto F., Donda F., Baradello L., Nieto D., Fanzutti F., Wardell N., Teatini P., Amos C. & Bonardi M. (2006) - *New very high resolution seismic surveys in shallow water to study the subsurface in the Venice Lagoon*. In: Campostrini P. (ed.) - *Scientific Research and Safeguarding of Venice 2005*. CORILA Research, Research Program 2004-2006, Multigraf Industria Grafica Editrice, Spinea, Venezia, 417-427.

Buzas M. (1990) - *Another look at confidence limits for species proportions*. Journal of Paleontology, 64: 842-843.

Calderoni G., Curzi P.V., Paganelli A. & Sartori E. (1998) - *Stratigraphic palaeoenvironmental preliminary results of Late Quaternary gassy sediments in Venice Lagoon*. Abstracts of 5th International Conference on Gas Marine Sediments, Bologna, 9-12 September 1998: 98-101.

Calderoni G., Paganelli A. & Sartori E. (2000) - *La presenza di sedimenti marini, riferibili al Tirreniano, in una carota della Laguna di Venezia, attraverso una indagine palinologica*. Convegno AIQUA, L'Eemiano e il Tirreniano in Italia, Verona, 12-13 settembre 2000: 36-37.

Camassi R. & Stucchi M. (1996) - *NT4.1: un catalogo parametrico di terremoti di area italiana al di sopra della soglia del danno*. Rapporto Tecnico del C.N.R.-GNDT, Milano: 86 pp.

Camporese M., Gambolati G., Putti M., Teatini P., Bonardi M., Rizzetto F., Tosi L., Ferraris S.,

Gasparetto Stori G., Nicoletti V., Silvestri S. & Salandin P. (2005) - *Monitoring and modeling peat soil subsidence in the Venice Lagoon.* In: Zhang A. et alii (eds) - *Land Subsidence.* Proceedings of the 7th International Symposium on Land Subsidence, Shanghai, China, October 23-28, 2005, Shanghai Scientific & Technical Publ., 2: 543-551.

Carbognin L. (1992) - *Evoluzione naturale e antropica della Laguna di Venezia*. Memorie Descrittive della Carta Geologica d'Italia, 42: 123-134.

Carbognin L., Cecconi G. & Ardone V. (2000) - *Interventions to safeguard the environment of the Venice Lagoon (Italy) against the effects of land elevation loss*. In: Carbognin L., Gambolati G. & Johnson A.I. (eds) - *Land Subsidence*. Proceedings of the Sixth International Symposium on Land Subsidence, La Garangola, Padova, 1: 113-126.

Carbognin L., Gatto P., Gambolati G. & Ricceri G. (1977) - *New trend in the subsidence of Venice*. Proceedings of the 2nd International Symposium on Land Subsidence, Anaheim, CA, U.S.A., IAHS Publication, 121: 65-81.

Carbognin L., Gatto P. & Mozzi G. (1981) - *La riduzione altimetrica del territorio veneziano e le sue cause*. Istituto Veneto di Scienze, Lettere ed Arti, Rapporti e Studi, 8: 55-83.

Carbognin L., Gatto P., Mozzi G., Gambolati G. & Ricceri G. (1976) - *New trend in the subsidence of Venice*. In: Rodda J.C. (ed.) - *Land Subsidence*. Proceedings of the 2nd International Symposium on Land Subsidence, IAHS Publication, 121: 65-81.

Carbognin L., Marabini F., & Tosi L. (1995a) - *Land subsidence and degradation of the Venice littoral zone, Italy*. In: Barends J.F., Brouwer F.J.J. & Schroeder F.H. (eds) - *Land Subsidence*. Proceedings of the 5th International Symposium on Land Subsidence, IAHS Publication, 234: 391-402.

Carbognin L., Rizzetto F., Tosi L., Strozzi T., Teatini P. & Vitturi A. (2005) - *A new monitoring strategy to control land movements. The Veneto Region test area.* In: Zhang A. et alii (eds) - *Land Subsidence.* Proceedings of the 7th International Symposium on Land Subsidence, Shanghai, China, October 23-28, 2005, Shanghai Scientific & Technical Publ., 2: 435-444.

Carbognin L., Teatini P. & Tosi L. (1995b) - *Analysis of actual land subsidence in Venice and its hinterland (Italy)*. In: Barends J.F., Brouwer F.J.J. & Schroeder F.H. (eds) - *Land Subsidence*. Proceedings of the 5th International Symposium on Land Subsidence, IAHS Publication, 234: 129-137.

Carbognin L. & Taroni G. (1996) - *Eustatismo a Venezia e Trieste nell'ultimo secolo (Eustasy at Venice and Trieste in the last century)*. Atti Istituto Veneto di Scienze Lettere ed Arti, Classe di Scienze Fisiche, Matematiche e Naturali, 154(3): 281-298.

Carbognin L., Teatini P. & Tosi L. (2004) - *Eustasy and land subsidence in the Venice Lagoon at the beginning of the new millennium.* Journal of Marine Systems, Elsevier, 51(1-4): 345-353. doi:10.1016/j.jmarsys.2004.05.021

Carbognin L., Teatini P. & Tosi L. (2005) - *Land Subsidence in the Venetian area: known and recent aspects*. In: Cherubini C. (ed.) - *Some engineering geological case histories in Italy*. Giornale di Geologia Applicata, 1: 5-11. doi: 10.1474/GGA.2005-01.0-01.0001

Carbognin L. & Tosi L. (2003) - *Il Progetto ISES per l'analisi dei processi di intrusione salina e subsidenza nei territori meridionali delle province di Padova e Venezia*. Grafiche Erredici, Padova: 96 pp.

Carminati E., Doglioni C. & Scrocca D. (2003) - *Apennines subduction-related subsidence of Venice*. Geophysical Research Letters, 30(13): 1717. doi:10.1029/2003GL017001

Carulli G.B., Nicolich R., Rebez A. & Slejko D. (1990) - *Seismotectonics of the NW external Dinarides*. Tectophysics, 179: 111-25.

Cassano E., Anelli L., Fichera R. & Cappelli V. (1986) - *Pianura Padana: interpretazione integrata di dati geofisici e geologici*. 73º Congresso Società Geologica Italiana, Roma, 29 settembre - 4 ottobre 1986: 28 pp.

Castaldini D. & Panizza M. (1991) - *Inventario delle faglie attive fra i fiumi Po e Piave e il Lago di Como (Italia settentrionale)*. Il Quaternario, 4(2): 333-410.

Castiglioni G.B. (1969) - *Saggio di carta geomorfologica dell'Italia Nord-Orientale*. Riv. Geogr. It., 76(3): 249-258.

Castiglioni G.B. (1999) - *Geomorphology of the Po plain*. Suppl. Geogr. Fis. Dinam. Quat., 3(3): 7-20.

Castiglioni G.B. & Favero V. (1987) - *Linee di costa antiche ai margini orientali della Laguna di Venezia e ai lati della foce attuale del Piave*. Istituto Veneto di Scienze Lettere ed Arti, Commissione di Studio dei Provvedimenti per la Conservazione e Difesa della Laguna e della Città di Venezia, Rapporti e Studi, 10: 17-30.

Catalano R., Bartolini C., Fabbri A., Lembo P., Marani M., Marsella E., Roveri M. & Ulzega A. (1996) - *Norme generali delle linee guida di rilevamento geologico nelle aree marine da sottoporre al Servizio Geologico Italiano - Rapporto Finale*. Commissione di studio per la cartografia geologica marina: 48 pp.

Cati A., Sartorio D. & Venturini S. (1989) - *Carbonate platforms in the subsurface of the northern Adriatic area*. Mem. Soc. Geol. It., 40: 295-308.

Cavallin A & Marchetti M. (1995) - *Morphoneotectonic photointerpretation support for seismic hazard.* Adv. Space Res., 15(11): 45-95.

Cita M.B. & Premoli Silva I. (1967) - *Sui foraminiferi incontrati in un pozzo perforato nella Laguna di Venezia*. Mem. Biogeogr. Adriatica, 7: 29-51.

Colombo P. (1970) - *Osservazioni sul regime di alcuni tratti del litorale occidentale dell'alto Adriatico*. Scritti in onore del Prof. Guido Ferro, Ist. Costr. Maritt. e Geotecn., Università di Padova: 23-62.

Comel A. (1950) - *La bassa pianura del Friuli occidentale fra "Tagliamento" e "Livenza" e zone contermini*. Annali Staz. Chimico-agraria Sper. Udine, ser. 3, 7: 148 pp.

Comel A. (1958) - *I terreni della zona inferiore della bassa pianura friulana*. Nuovi Studi Staz. Chimico-agraria Sper. Udine, 18: 81-83.

Comel A. (1964) - *I terreni agrari compresi nella Tavoletta I.G.M. "Roncade"*. Nuovi Studi Staz. Chimico-agraria Sper. Udine, 64: 30 pp.

Comel A. (1968) - *Ricerche geoagronomiche sui terreni situati in Tavoletta I.G.M. "Scorzè"*. Nuovi Studi Staz. Chimico-agraria Sper. Udine, 101(12): 14 pp.

Consiglio Nazionale delle Ricerche (1971) - *Sondaggi profondi per lo studio della subsidenza. Relazioni sul pozzo Venezia 1 - C.N.R. 1ª fase. Operazioni di cantiere e analisi delle carote*. Consiglio Nazionale delle Ricerche - Laboratorio per lo Studio della Dinamica delle Grandi Masse, Venezia, Rapporto Tecnico.

Correggiari A., Roveri M. & Trincardi F. (1996a) - *Late Pleistocene and Holocene evolution of the North Adriatic Sea*. Il Quaternario, 9(2): 697-704.

Correggiari A., Trincardi F. & Field M. E. (1996b) - *Late-Quaternary transgressive large dunes on the sediment-starved Adriatic shelf*. In: De Batist M. & Jacobs J. (eds) - *Geology of siliciclastic shelf seas*. Geol. Soc. Amer. Sp. Pub., 117: 155-169.

Cremaschi M. (1987) - *Paleosols and vetusols in the central Po Plain (Northern Italy)*. A study in Quaternary Geology and Soil development, Unicopli, Milano: 306 pp.

Dal pra' A., Gobbo L., Vitturi A. & Zangheri P. (2000) - *Indagine idrogeologica del territorio provinciale di Venezia*. Provincia di Venezia, Settore Tutela e Valorizzazione del Territorio, Ufficio Difesa del Suolo, Grafiche Erredicì, Padova: 128 pp.

D'Ambrosi C. (1969) - *L'Adriatico nel Quaternario*. Atti Museo Civ. St. Nat., Trieste, 26, 5(7): 129-175.

Dazzi R., Gatto G., Mozzi G. & Zambon G. (1994) - *Lo sfruttamento degli acquiferi artesiani di Venezia e suoi riflessi sulla situazione altimetrica del suolo. Parte 1°: relazione generale. Parte 2°: la rete di monitoraggio delle pressioni di strato. Parte 3°: andamento evolutivo delle pressioni di strato*. Progetto "Sistema lagunare veneziano", Linea di ricerca 2.8. C.N.R., Gruppo Nazionale per la Difesa dalle Catastrofi Idrogeologiche - SCAI, Presidenza del Consiglio dei Ministri, Servizi Tecnici Nazionali, Servizio Idrografico e Mareografico di Venezia. Parte 1°: 1-44; parte 2°: 1-131; parte 3°: 1-103.

Dazzi R., Gatto G., Mozzi G., Zambon G., Conchetto E., Bortoli A., Dell'Andrea E., Martini G. & Menegus L. (1999) - *Controllo di eventuali danni ambientali determinati dagli emungimenti praticati nelle aree di Cavallino, Treporti, Punta Sabbioni e isola di Sant'Erasmo (Provincia*

di Venezia). Regione del Veneto - Segreteria Regionale per l'Ambiente, C.N.R. - G.N.D.C.I., Venezia: 118 pp.

Doglioni C. & Bosellini A. (1987) - *Eoalpine and mesoalpine tectonics in the Southern Alps*. Geol. Rundsch., 76(3): 735-754.

Donazzolo R., Hieke Merlin O., Menegazzo Vitturi L. & Pavoni B. (1984) - *Heavy metal content and lithological properties of recent sediments in the northern Adriatic*. Marine Pollution Bulletin, 15(3): 93-101.

Donnici S. & Serandrei Barbero R. (2002) - *The benthic foraminiferal communities of the northern Adriatic continental shelf*. Marine Micropaleontology, 44: 93-123.

Donnici S. & Serandrei Barbero R. (2004) - *Paleogeografia e cronologia dei sedimenti tardo-pleistocenici ed olocenici presenti nel sottosuolo di Valle Averto (Laguna di Venezia, bacino meridionale)*. Lavori Soc. Ven. Scienze Naturali, 29: 101-108.

Donnici S. & Serandrei Barbero R. (2005) - *I foraminiferi di ambiente vallivo della Laguna di Venezia*. Lavori Soc. Ven. Scienze Naturali, 30: 25-36.

Donnici S., Serandrei Barbero R. & Taroni G. (1997) - *Living benthic foraminifera in the Lagoon of Venice (Italy). Populations dinamycs and its significance*. Micropaleontology, 43: 440-454.

Fantoni R., Catellani D., Merlini S., Rogledi S. & Venturini S. (2002) - *La registrazione degli eventi deformativi cenozoici nell'avampaese veneto-friulano*. Mem. Soc. Geol. It., 57: 301-313.

Favero V. (1985) - *Evoluzione della Laguna di Venezia ed effetti indotti da interventi antropici sulla rete fluviale circumlagunare*. In: Ministero dei LL. PP. - Magistrato alle Acque - *Laguna, fiumi, lidi: cinque secoli di gestione delle acque nelle Venezie*. Atti del Convegno indetto dal Magistrato alle Acque, Venezia, 10-12 giugno 1983: 402-409.

Favero V. (1987) - *The Venetian Lagoon: the evolution and the environment*. 13th International Meeting on Organic Geochemistry, Venezia, 25th September 1987: 12 pp.

Favero V., Alberotanza L. & Serandrei Barbero R. (1973) - *Aspetti paleoecologici, sedimentologici e geochimici dei sedimenti attraversati dal pozzo VE 1bis-C.N.R.* Consiglio Nazionale delle Ricerche - Laboratorio per lo Studio della Dinamica delle Grandi Masse, Venezia, Rapporto Tecnico 63: 52 pp.

Favero V., Heyvaert F. & Serandrei Barbero R. (1995) - *Motta S. Lorenzo: evoluzione dell'ambiente in un sito archeologico della Laguna di Venezia*. Istituto Veneto Scienze Lettere ed Arti, Rapporti e Studi, 12: 183-218.

Favero V., Leplat P., Mennig J.J. & Passega R. (1979) - *Exemple de distribution de la matière organique au Quaternaire : sondage C.N.R. VE-1, Venise.* Revue de l'Institut Francais du Pétrole, 34(3): 351-370.

Favero V., Parolini R. & Scattolin M. (a cura di) (1988) - *Morfologia storica della laguna di Venezia*. Arsenale Editrice, Venezia: 80 pp.

Favero V. & Passega R. (1980) - *Quaternary turbidites in a neritic environment: well C.N.R. VE 1, Venice, Italy*. Journal of Petroleum Geology, 3(2):153-174.

Favero V. & Serandrei Barbero R. (1978) - *La sedimentazione olocenica nella piana costiera tra Brenta ed Adige*. Mem. Soc. Geol. It., 19: 337-343.

Favero V. & Serandrei Barbero R. (1980) - *Origine ed evoluzione della Laguna di Venezia - Bacino meridionale*. Lavori Soc. Ven. Sc. Nat., 5: 49-71.

Favero V. & Serandrei Barbero R. (1981) - *Evoluzione paleoambientale della Laguna di Venezia nell'area archeologica tra Burano e Canale S. Felice*. Lavori Soc. Ven. Sc. Nat., 6: 119-134.

Favero V. & Serandrei Barbero R. (1983) - *Oscillazioni del livello del mare ed evoluzione paloambientale della Laguna di Venezia nell'area compresa tra Torcello ed il margine lagunare*. Lavori Soc. Ven. Sc. Nat., 8: 83-102.

Follieri M., Gardini M., Magri D. & Sadori L. (1998) - *Palynostratigraphy of the last glacial period in the volcanic region of central Italy*. Quaternary International, 47/48: 3-20.

Follieri M., Magri D. & Sadori L. (1988) - *250,000-year pollen record from Valle di Castiglione (Roma)*. Pollen et Spores, 30: 329-356.

Fontana A. (2002) - *L'acqua nelle strategie insediative preistoriche della bassa pianura Friulana: tra condizionamento ambientale e strutturazione territoriale*. In: Zunica M. & Varotto M. (a cura di) - *Scritti in ricordo di Giovanna Brunetta*. Univ. degli Studi di Padova, Dip. di Geografia "Giuseppe Morandini", Padova: 85-98.

Fontes J.CH. & Bortolami G.C. (1973) - *Évolution des confins adriatiques septentrionaux au Pleistocène supérieur et à l'Holocène*. Colloques Internationaux du C.N.R.S., 219: 155-161.

Galadini F., Galli P., Molin D. & Ciurletti G. (2001) - *Searching for the seismogenic source of the 1117 earthquake in northern Italy: a multidisciplinary approach*. In: Glade T., Albini P. & Frances F. (eds) - *The Use of Historical Data in Natural Hazards Assessment*. Kluwer Academic Publisher, Dordrecht, the Netherlands: 3-27.

Galadini F., Poli M.E. & Zanferrari A. (2005) - *Seismogenic sources potentially responsible for earthquaqkes with M-6 in the eastern Southern Alps (Thiene-Udine sector, NE Italy)*. Geophys. J. Int., 160: 1-24.

Gambolati G. & Gatto P. (1975) - *Simulazione della subsidenza di Venezia*. Venezia e i problemi dell'ambiente, Il Mulino Ed., Bologna: 299-360.

Gambolati G., Gatto P. & Freeze R.A. (1974a) - *Mathematical simulation of the subsidence of Venice. 2. Results*. Water Resurces Research, 10: 563-577.

Gambolati G., Gatto P. & Freeze R.A. (1974b) - *Predictive simulation of the subsidence of Venice*. Science, 183: 849-851.

Gambolati G., Putti M., Teatini P., Camporese M., Ferraris S., Gasparetto-Stori G., Nicoletti V., Rizzetto F., Silvestri S. & Tosi L. (2005) - *Peatland Oxidation Enhances Subsidence in the Venice Watershed*. EOS-Transactions American Geopsysical Union, 23, 86: 217-220.

Gatto P. (1973) - *Ricostruzione litostratigrafica del sottosuolo veneziano sulla base delle documentazioni di 120 pozzi artesiani e geotecnici*. Consiglio Nazionale delle Ricerche - Laboratorio per lo Studio della Dinamica delle Grandi Masse, Venezia, Rapporto Tecnico 33: 17 pp.

Gatto P. (1979) - *La laguna di Venezia. Conservazione dell'ambiente fisico. Subsidenza, idrodinamica lagunare e difesa dei litorali*. Atti del XI Congresso della Società Italiana di Biologia Marina, Orbetello, 23-24 maggio 1979: 6 pp.

Gatto P. (1980) - *Il sottosuolo del litorale veneziano*. Consiglio Nazionale delle Ricerche - Istituto per lo Studio della Dinamica delle Grandi Masse, Venezia, Rapporto Tecnico 108: 19 pp.

Gatto P. (1984) - *Il cordone litoraneo della laguna di Venezia e le cause del suo degrado*. Istituto Veneto Scienze Lettere ed Arti, Rapporti e Studi, 9: 163-193.

Gatto P. & Carbognin L. (1981) - *The Lagoon of Venice - natural environmental trend and man-induced modification*. Hydrological Sciences - Bulletin des Sciences Hydrologiques, 26: 379-391.

Gatto P. & Favero V. (1973) - *Possibiltà di applicazione del carotaggio radioattivo (gamma e neutron ray) nell'esplorazione del sottosuolo di Venezia*. Consiglio Nazionale delle Ricerche – Laboratorio per lo Studio della Dinamica delle Grandi Masse, Venezia, Rapporto Tecnico 47.

Gatto P. & Previatello P. (1974) - *Significato stratigrafico, comportamento meccanico e distribuzione nella Laguna di Venezia di un'argilla sovraconsolidata nota come "Caranto"*. Consiglio Nazionale delle Ricerche - Laboratorio per lo Studio della Dinamica delle Grandi Masse, Venezia, Rapporto Tecnico 70: 45 pp.

Gazzi P., Zuffa G. G., Gandolfi G. & Paganelli L. (1973) - *Provenienza e dispersione litoranea delle sabbie delle spiagge adriatiche fra le foci dell'Isonzo e del Foglia: inquadramento regionale*. Mem. Soc. Geol. It., 12: 1-37.

Giandon P., Ragazzi F., Vinci I., Fantinato L., Garlato A., Mozzi P. & Bozzo G.P. (2001) - *La carta dei suoli del bacino scolante in laguna di Venezia*. Boll. Soc. It. Sc. del Suolo, 50 (numero speciale): 273-280.

Guelorget O. & Perthuisot J.P. (1983) - *Le domaine paralique*. Travaux du Laboratoire de Geologie, Presses de l'Ecole Normale Superieure, Paris, 16: 136 pp.

Guzzetti F., Marchetti M. & Reichenbach P. (1997) - *Large alluvial fans in the north-central Po Plain (Northern Italy)*. Geomorphology, 18: 119-136.

Hammen van der T., Maarleveld G.C., Vogel J.C. & Zagwijn W.H. (1967) - *Stratigraphy, climatic succession and radiocarbon dating of the last Glacial in the Netherlands*. Geologie en Mijnbouw, 46(3): 79-95.

Hammerl C. (1994) - *The earthquake of January 25th, 1348: discussion of sources*. In: Albini P. & Moroni A. (eds) - *Materials of the CEC Project "Review of historical seismicity in Europe"*. Consiglio Nazionale delle Ricerche - Istituto di Ricerca sul Rischio Sismico, Milano, 2: 225-240.

Hayward B.W. & Hollis C.J. (1994) - *Brackish foraminifera in New Zeeland: a taxonomic and ecologic review*. Micropaleontology, 40(3): 185-222.

Heike Merlin O., Menegazzo Vitturi L. & Semenzato G. (1979) - *Contributo alla conoscenza dei sedimenti superficiali della Laguna Veneta*. Atti Istituto Veneto di Scienze, Lettere ed Arti, Classe di Scienze Fisiche, Matematiche e Naturali, **137**: 35-51.

Iaccarino E. & Molin D. (1978) - *Raccolta di notizie macrosismiche dell'Italia nord-orientale dall'anno 0 all'aprile 1976*. Comitato Nazionale Energia Nucleare, Roma: 63 pp.

Iliceto V. (1994) - *Il rischio sismico nella provincia di Venezia*. Provincia di Venezia, 18: 5-6.

Jobstraibizer, P. & Malesani, P. (1973) - *I sedimenti dei fiumi veneti*. Mem. Soc. Geol. It., 12: 411-452.

Jorissen F.J. (1987) - *The distribution of benthic foraminifera in the Adriatic Sea*. Marine Micropaleontology, 12: 21-48.

Kent V.D., Rio D., Massari F., Kukla G. & Lanci L. (2002) - *Emergence of Venice during the Pleistocene*. Quaternary Science Review, 21: 1719-1727.

Leonardi P. (1970) - *Trattato di Geologia*. UTET, Torino: 1005 pp.

Leonardi P., Morelli C., Norinelli A. & Tribaldo G. (1973) - *Sintesi geologica e geofisica riguardante l'area veneziana e zone limitrofe*. Mem. Descr. Carta Geologica d'Italia, 34: 24 pp.

Leroi-Gourhan A. (1968) - *Dénominations des oscillations wurmiennes*. Bulletin de l'Association Française pour l'Etude du Quaternaire, 17(4): 281-287.

Leroi-Gourhan A. (1980) - *Interstades wurmiens: Laugerie et Lascaux*. Bulletin de l'Association Française pour l'Etude du Quaternaire, 141: 95-100.

Magistrato alle Acque & Consorzio Venezia Nuova (1999) - *Nuovi interventi per la salvaguardia di Venezia. Interventi per il recupero ambientale e morfologico della laguna di Venezia*. Rapporto interno.

Marcello A., Fabbri Tarchi A.M. & Paladini P. (1968) - *Interpretazione dei reperti archeologici vegetali nell'Isola di Torcello durante gli scavi del 1961 e 1962*. Mem. Biogeogr. Adriat., Suppl., 7: 17 pp.

Marmo C. (1989) - *Terraemotus non sunt multiplicandi praeter necessitatem.Le metamorfosi dei terremoti dalle fonti ai repertori dei prodigi*. In: Guidoboni E. (a cura di) - *I terremoti prima del Mille in Italia e nell'area mediterranea - Storia Archeologia Sismologia*. ING-SGA Bologna: 286-306.

Massari F. (1990) - *The foredeep of the northern Adfriatic margin: evidence of diachronicity in deformation of the Southern Alps*. Riv. It. Paleont. Strat., 96: 350-380.

Massari F., Rio D., Serandrei Barbero R., Asioli A., Capraro L., Fornaciari E. & Vergerio P.P. (2004) - *The environment of Venice in the past two million years*. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 202: 273-308.

Matteotti E. (1962) - *Sulle caratteristiche dell'argilla precompressa esistente nel sottosuolo di Venezia-Marghera*. Notiz. Ordine Ing. Prov. Padova, Padova: 30 pp.

Mc Clennen C., Ammermann A. & Schock S. (1997) - *Framework stratigraphy for the Lagoon of Venice, Italy: revealed new seismic-reflection profiles and cores*. Journal of Coastal Research, 13(3): 745-759.

Mercalli G. (1883) - *Vulcani e fenomeni vulcanici in Italia*. Ristampa anastatica del 1981, Arnaldo Forni Editore, Sala Bolognese: 372 pp.

Ministero dei Lavori Pubblici (1972) - *Relazione finale dell'attività svolta in base alla convenzione n. 4455 e supplettiva n. 5012*. "Studi per la determinazione delle stratigrafie e delle caratteristiche

geotecniche dei terreni della Laguna di Venezia" tra il Ministero dei Lavori Pubblici, Comitato Difesa Venezia e Università di Padova, Centro Geotecnico Veneto - III Gruppo di Lavoro, Geologia, Geofisica, Geotecnica - Comitato per lo studio dei provvedimenti a difesa della città di Venezia ed a salvaguardia dei suoi caratteri ambientali e monumentali, Padova: 19 pp.

Ministero dei Lavori Pubblici (1973) - *Pozzi Lido 1 e Marghera 1*. Comitato per lo Studio dei Provvedimenti a Difesa della Città di Venezia, III Gruppo di lavoro, Relazione AGIP, S. Donato Milanese.

Monachesi G. & Stucchi M. (1997) - *DOM 4.1, un database di osservazioni macrosismiche di terremoti di area italiana al di sopra della soglia del danno*. GNDT, Rapporto Tecnico, Milano: http://emidius.itim.mi.cnr.it/DOM/home.html.

Monachesi G. & Stucchi M. (1998) - *DOM 4.1, an intensity database of damaging earthquakes in the Italian area*. GNDT - Gruppo Nazionale per la Difesa dai Terremoti, Milano: http://emidius.itim.mi.cnr.it/DOM/home.html.

Monachesi G. & Stucchi M. (a cura di) (2000) - *DOM 4.1, un database di osservazioni macrosismiche di terremoti di area italiana al di sopra della soglia del danno*. Consiglio Nazionale delle Ricerche - Gruppo Nazionale per la Difesa dai Terremoti, Milano: http://emidius.mi.ingv.it/DOM/home.html.

Mosetti F. & D'Ambrosi C. (1966) - *Cenni sulle vicissitudini costiere dell'alto Adriatico dedotte dalla attuale morfologia del fondo marino*. Atti e Mem. Commiss. Grotte "Eugenio Boegan", 6: 19-31.

Mozzi P. (1995) - *Evoluzione geomorfologica della pianura veneta centrale*. Tesi di dottorato inedita, Università di Padova, Dipartimento di Geografia "G. Morandini".

Mozzi G., Benini G., Carbognin L., Gatto P. & Masutti M. (1975) - *Situazione idrogeologica nel sottosuolo di Venezia. Evoluzione delle pressioni di strato negli acquiferi artesiani*. Consiglio Nazionale delle Ricerche - Istituto per lo Studio della Dinamica delle Grandi Masse, Venezia, Rapporto Tecnico 66: 49 pp.

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

Müllenders W., Favero V., Coremans M. & Dirickx M. (1996) - *Analyses polliniques des sondages à Venise (VE1, VE1bis, Ve2)*. Aardkundige Mededelingen, 7: 87-117.

Murray J.W. (2000) - *The enigma of the continued use of total assemblages in ecological studies of benthic foraminifera*. Journal of Foraminiferal Research, 30: 244-245.

Nicolich R., Della Vedova B., Giustiniani M. & Fantoni R. (2004) - *Carta del sottosuolo della Pianura Friulana*. Litografia Artistica Cartografica, Firenze.

North American Commission on Stratigraphic Nomenclature (1983) - *North American Stratigraphic Code*. Amer. Assoc. Petroleum Geol. Bull., 67: 841-875.

Paganelli A. (1996a) - *A palynological study of forest vegetation in the Veneto-Po Plain*. Allionia, 34: 189-217.

Paganelli A. (1996b) - *Evolution of vegetation and climate in the Veneto-Po Plain during the Late-Glacial and the Early-Holocene using pollen-stratigraphic data*. Il Quaternario, 9(2): 581-590.

Pellegrini G.B. (1988) - *Aspetti morfologici ed evidenze neotettoniche della Linea Schio-Vicenza*. Suppl. Geogr. Fis. Dinam. Quat., 1: 69-82.

Pellegrini G.B., Paganelli A. & Penso D. (1984) - *Aspetti geomorfologici e palinologici di depositi fluviali nei pressi di Carturo sul Brenta (Padova)*. Geogr. Fis. Dinam. Quat., 7: 36-39.

Perin G., Bonardi M., Fabris R., Simoncini B., Manente S., Tosi L. & Scotto S. (1997) - *Heavy metal pollution in central Venice Lagoon bottom sediments: evaluation of the metal bioavailability by geochemical speciation procedure*. Environmental Technology, 18: 593-604.

Petrucci F., Medioli F.S., Scott D.B., Pianetti F.A. & Cavazzini R. (1983) - *Evaluation of the usefulness of foraminifera as sea level indicators in the Venice Lagoon (N. Italy)*. Acta Naturalia de l'Ateneo Parmense, 19(3): 63-77.

Pianetti F. (1979) - *Altino e il Sile*. Quaderni del Sile e di altri fiumi, Riv. It. Potamologia, 2/3: 4 pp.

Picotti V., Cobianchi M., Fantoni R. & Masetti D. (2003) - *Platform to basin transitions: tectonic control and patterns in the Mesozoic of the eastern Southern Alps*. Mem. Sci. Geol., **54**: 115-118.

Poli M.E. (1995) - *Evidenze di tettonica a thrust dinarica nelle Prealpi Giulie meridionali (Italia nord-orientale)*. Atti Ticinensi Sci. Terra, s. spec., **3**: 99-114.

Poli M.E. (1996) - *Analisi strutturale del Monte di Medea (Friuli): tettonica polifasica nell'avampaese sudalpino orientale*. Atti Ticinensi Sci. Terra, s. spec., **4**: 103-113.

Poli M.E. & Renner G. (2004) - *Normal focal mechanisms in the Julian Alps and Prealps: seismotectonic implications for the Italian-Slovenian region*. Boll. Geof. Teor. Appl., **45**: 51-69.

Poli M.E. & Zanferrari A. (1995) - *Dinaric thrust tectonics in the southern Julian Prealps (Eastern Southern Alps, NE Italy)*. Proceedings of the first Croatian Geological Congress, Opatija, Croatia, October 18-21, **2**: 465-468.

Pranovi F. & Serandrei Barbero R. (1994) - *Benthic communities of Northern Adriatic areas subject to anoxic conditions*. Mem. Scienze Geologiche, **46**: 79-92.

Provincia di Venezia (1983) - *Studio geopedologico ed agronomico del territorio provinciale di Venezia, parte nord-orientale*. Grafiche G.C. Tonolo, Mirano, Venezia: 336 pp.

Ramasco C. (1991) - *Qualità delle acque del Bacino Centrale della Laguna di Venezia*. Consiglio Nazionale delle Ricerche - Istituto per lo Studio della Dinamica delle Grandi Masse, Venezia, Rapporto Tecnico **161**: 54 pp.

Ravaioli M., Alvisi F. & Menegazzo Vitturi L. (2003) - *Dolomite as a tracer for sediment transport and deposition on the northwestern Adriatic continental shelf (Adriatic Sea, Italy)*. Continental Shelf Research, **23**: 1359-1377.

Regione Emilia - Romagna (1999) - *Carta Geologica d'Italia. Foglio 223 - Ravenna*. Scala 1:50.000, Servizio Geologico d'Italia, Laboratorio di Cartografia digitale e GIS, Dip. Scienze della Terra (Università di Siena).

Reinhard T.E.G., Patterson R.T. & Schröder-Adams C.J. (1994) - *Geoarchaeology of the ancient harbour site of Caesarea Maritima, Israel: evidence from sedimentology and paleoecology of benthic foraminifera*. Journal of Foraminiferal Research, **24**(1): 37-48.

Ricci Lucchi F. (1978) - *Sedimentologia - Parte III: Ambienti sedimentari e facies*. CLUEB, Bologna: 504 pp.

Rickwood P.C., Albani A.D., Favero V. & Serandrei Barbero R. (1992) - *The geochemistry of unconsolidated sediments from the Gulf of Venice, Italy*. University of New South Wales, Centre for Marine Science, Techn. Contribution, **3**: 46 pp.

Rizzetto F. (2000) - *Gli antichi cordoni litoranei e le paleodune del Veneto nord-orientale*. Tesi di dottorato inedita, Dipartimento di Geografia "G. Morandini", Università degli Studi di Padova: 201 pp.

Rizzetto F. & Bondesan A. (2000) - *Antichi apparati di foce nel tratto di pianura costiera del basso Piave*. Atti del Convegno "Le Pianure: conoscenza e salvaguardia, il contributo della Scienze della Terra", Ferrara, 8-11 novembre 1999: 202-203.

Roure F., Choukroune P. & Polino R. (1996) - *Deep seismic reflection data and new insights on the bulk geometry of mountains ranger*. C.R. Acad. Sc. Paris, **322**(2): 345-359.

Schiozzi L. & Brambati A. (2001) - *Evoluzione paleoambientale tardoquaternaria dell'Isola di S. Erasmo (Laguna di Venezia)*. Studi Trentini di Scienze Naturali, Acta Geologica, **77**: 139-154.

Scott D.B. & Medioli F.S. (1980) - *Living vs. total foraminiferal populations: their relative usefulness in paleoecology*. Journal of Paleontology, **54**(4): 814-831.

Serandrei Barbero R. (1972) - *Indagine sullo sfruttamento artesiano nel Comune di Venezia 1846-1970*. Consiglio Nazionale delle Ricerche - Istituto per lo Studio della Dinamica delle Grandi Masse, Venezia, Rapporto Tecnico **31**: 100 pp.

Serandrei Barbero R. (1975) - *Il sondaggio Ve 2: stratigrafia e paleoecologia*. Giornale di Geologia, **40**: 168-180.

Serandrei Barbero R., Albani A. & Bonardi M. (2004) - *Ancient and modern salt marshes in the*

Lagoon of Venice. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 202: 229-244.

Serandrei Barbero R., Albani A., Bonardi M. & Donnici S. (2003a) - *The present evolutionary trend of foraminiferal biotopes: a comparison with the distribution of populations in 1983*. Co.Ri.La., Seconda Riunione Annuale, Venezia 31 marzo-2 aprile 2003.

Serandrei Barbero R., Albani A., Donnici S. & Rizzetto F. (2005a) - *Foraminifera as proxy record of marginal environments: the age of the sediments of the Venice Lagoon*. In: Campostrini P. (ed.) - *Scientific Research and Safeguarding of Venice*. Co.Ri.La. Research Program 2001-2003, La Garangola, Padova, 3: 145-156.

Serandrei Barbero R., Albani A. & Favero V. (1989) - *Distribuzione dei foraminiferi recenti nella laguna a Nord di Venezia*. Boll. Soc. Geol. It., 108: 279-288.

Serandrei Barbero R., Albani A. & Zecchetto S. (1997) - *Palaeoenvironmental significance of a benthic foraminiferal fauna from an archaeological excavation in the Lagoon of Venice, Italy*. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 136: 41-52.

Serandrei Barbero R., Bertoldi R., Canali G., Donnici S. & Lezziero A. (2005b) - *Paleoclimatic record of the past 22,000 years in Venice (Northern Italy): biostratigraphic evidence and chronology.* Quatern. Intern., 140/141: 37-52.

Serandrei Barbero R., Carbognin L., Taroni G. & Cova E. (1999) - *Distribution of recent benthic foraminifera in the southern basin of the Venice lagoon (Italy): statistical evaluation of taxa significance*. Micropaleontology, 45: 1-13.

Serandrei Barbero R., Donnici S. & Lezziero A. (2002) - *Contributo alla conoscenza dell'Area Arsenale a Venezia: l'evoluzione del territorio negli ultimi 25.000 anni*. Atti dell'Istituto Veneto di Scienze Lettere ed Arti, Classe di Scienze Fisiche, Matematiche e Naturali, 160: 363-383.

Serandrei Barbero R., Lezziero A., Albani A. & Zoppi U. (2001) - *Depositi tardo-pleistocenici ed olocenici nel sottosuolo veneziano: paleoambienti e cronologia*. Il Quaternario, 14(1): 9-22.

Serandrei Barbero R., Morisieri M., Carbognin L. & Donnici S. (2003b) - *An inner shelf foraminiferal fauna and its response to environmental processes (Adriatic Sea, Italy)*. Revista Espanola de Micropaleontologia, 35(2): 1-24.

Servizio Geologico Nazionale (1992) - *Carta Geologica d'Italia - 1:50.000. Guida al rilevamento*. Quaderno 1, ser. 3: 203 pp.

Servizio Geologico Nazionale (1999) - *La Carta Geologica di Pianura in scala 1:50.000 - Linee guida per il rilevamento e la cartografia*. Quaderni SGN, Serie III, Pre-stampa a cura della Regione Emilia-Romagna - Ufficio Geologico: 1-13.

Servizio Geologico Nazionale (2001) - *Indicazioni per il rilevamento del Quaternario continentale*. Circolare CARG: SGN/ 2155/ U1CARG, 11 maggio 2001.

Servizio Geologico Nazionale (2004) - *Nuove linee guida per il rilevamento geologico delle aree marine ricadenti nei Fogli CARG alla scala 1:50.000.* In stampa.

Silvestri A. (1950) - *Foraminiferi della laguna veneta*. Boll. Pesca, Piscicoltura e Idrobiologia, Anno 26, 5(1): 22-98.

Slejko D. , Carulli G. B., Nicolich R., Rebez A.,Zanferrari A., Cavallin A., Doglioni C., Carraro F., Castaldini D., Iliceto V., Semenza E. & Zanolla C. (1989) - *Seismotectonics of the Southern-Eastern Alps: a rewiew*. Boll. Geof. Teor. Appl., 31(122): 109-136.

Sneath P.H. & Sokal R. (1973) - *Numerical Taxonomy: the principles and practice of numerical classification*. W.H. Freeman and Company, San Francisco, USA: 573 pp.

Stefani C. (1987) - *Composition and provenance of arenites from the Chattian to Messinian clastic wedges of the Venetian foreland basin (Southern Alps, Italy)*. Giorn. Geol., 49(1): 155-166.

Stefanon A. (1984) - *Sedimentologia del Mare Adriatico: rapporti tra erosione e sedimentazione olocenica (Sedimentology of the Adriatic Sea: relationships between Holocene sedimentation and erosional processes)*. Boll. di Oceanografia Teorica ed Applicata, 2(4): 281-324.

Straaten L.M.J.U., van (1967) - *Sedimentation in the North-Western part of the Adriatic Sea*. Proceedings of the 17th Symposium Colston Research Soc., Bristol 1965, London Butterworths Sci. Pub., Colston Papers, 17: 143-162.

Strozzi T., Tosi L., Wegmüller U., Werner C., Teatini P. & Carbognin L. (2003) - *Land subsidence*

monitoring service in the Lagoon of Venice. Proceedings of the International Geoscience and Remote Sensing Symposium (IGARSS) 2003, 1: 212-214.

Strozzi T., Wegmüller U.,Werner C., Teatini P. & Tosi L. (2005) - *SAR Interferometric Point Target analysis and application to the monitoring of land subsidence of Venice Lagoon.* In: Zhang A. et alii (eds) - *Land Subsidence.* Proceedings of the 7th International Symposium on Land Subsidence, Shanghai, China, October 23-28, 2005, Shanghai Scientific & Technical Publ., 1: 417-425.

Stuiver M. & van der Plicht H. (1998) - *Editorial Comment*. Radiocarbon, 40(3): 12-13.

Stuiver M., Reimer P.J., Bard E., Beck J.W., Burr G.S., Hughen K.A., Kromer B., McCormac G., van der Plicht J. & Spurk M. (1998) - *INTCAL98 Radiocarbon Age Calibration*. Radiocarbon, 40(3), 1041-1083.

Talma A. S. & Vogel J. C. (1993) - *A simplified approach to calibrating ^{14}C dates*. Radiocarbon, 35(2): 317-322.

Teatini P., Gambolati G. & Tosi L. (1995) - *A new 3-D non-linear model of the subsidence of Venice*. In: Barends J.F., Brouwer F.J.J. & Schroeder F.H. (eds) - *Land Subsidence*. Proceedings of 5th Int. Symp. on Land Subsidence, IAHS Publication, 234: 353-361.

Teatini P., Tosi L., Strozzi T., Carbognin L., Wegmüller U. & Rizzetto F. (2005) - *Mapping regional land displacements in the Venice coastland by an integrated monitoring system.* Remote Sensing of Environment, 98: 403-413.

Tosi L. (1993) - *Caratteristiche geotecniche del sottosuolo del litorale veneziano*. Consiglio Nazionale delle Ricerche - Istituto per lo Studio della Dinamica delle Grandi Masse, Venezia, Rapporto Tecnico 171: 34 pp.

Tosi L. (1994a) - *Rapporto e prime interpretazioni sulle analisi paleontologiche condotte su campioni tardo-quaternari del sottosuolo del litorale veneziano*. Consiglio Nazionale delle Ricerche - Istituto per lo Studio della Dinamica delle Grandi Masse, Venezia, Rapporto Tecnico 182: 52 pp.

Tosi L. (1994b) - *I sedimenti tardo-quaternari dell'area litorale veneziana: analisi delle caratteristiche fisico-meccaniche*. Geologia Tecnica ed Ambientale, 2: 47-60.

Tosi L. (1994c) - *L'evoluzione paleoambientale tardo-quaternaria del litorale veneziano nelle attuali conoscenze*. Il Quaternario, 7(2): 589-596.

Tosi L., Carbognin L., Teatini P., Strozzi T. & Wegmüller U. (2002) - *Evidences of the present relative land stability of Venice, Italy, from land, sea, and space observations*. Geophysical Research Letters, 29: 10.1029/2001GL013211

Trincardi F., Correggiari A. & Roveri M. (1994) - *Late Quaternary trangressive erosion and deposition in a modern epicontinental shelf: the Adriatic Semienclosed Basin*. Geo-Marine Letters, 14: 41-51.

Veggiani A. (1994) - *I deterioramenti climatici dell'Età del Ferro e dell'alto Medioevo*. Bollettino della Società Torricelliana di Scienze e Lettere, Faenza, 45: 3-80.

Venzo G.A. & Stefanini S. (1967) - *Distribuzione dei carbonati nei sedimenti di spiaggia e marini dell'Adriatico settentrionale tra Venezia e Trieste*. St. Trent. Sc. Nat., sez. A, 44(2): 178-201.

Watts W.A., Allen J.R.M. & Huntley B. (1996) - *Vegetation history and paleoclimate of the last glacial period at Lago Grande di Monticchio, southern Italy*. Quaternary Science Review, 15: 133-153.

Zanettin B. (1955) - *Note illustrative della carta geologica delle Tre Venezie: Fogli "Venezia" ed "Adria"*. Soc. Cooperativa Tipografica, Padova: 37 pp.

Zanferrari A., Girardi A., Pianetti F. & Sedea R. (1980a) - *Dati preliminari sulla neotettonica dei fogli 50: Padova (p.p.) e 64: Rovigo (p.p.)*. Contributi preliminari alla realizzazione della Carta Neotettonica d'Italia, Progetto Finalizzato Geodinamica, Pubblicazione 356: 437-461.

Zanferrari A, Pianetti F., Mattana U., Dall'arche L. & Tonielli V. (1980b) - *Evoluzione neotettonica e schema strutturale dell'area compresa nei fogli 38: Conegliano, 37: Bassano del Grappa (p.p.) e 39: Pordenone (p.p.).* Contributi preliminari alla realizzazione della Carta Neotettonica d'Italia, Progetto Finalizzato Geodinamica, Pubblicazione 356: 397-435.

Zanon F.S. (1937) - *Storia sismica della provincia di Venezia.* Annuario 1937 dell'Osservatorio Geofisico del Seminario Patriarcale di Venezia, ser. 2, 10: 53-89.

APPENDICE

Nelle pagine seguenti si riportano le analisi micropaleontologiche e le determinazioni dei paleoambienti effettuate nei sondaggi più rappresentativi.

sondaggio	SF16				SGP4		IDL 44			IDL 45			
ambiente	laguna interna	laguna esterna	laguna interna		laguna interna	laguna esterna	laguna interna	laguna esterna	laguna interna	laguna esterna	laguna interna		
foraminiferi / profondità (m dal l.m.m.)	1,53	2,27	2,8	3	2,2	3,55	1,8	3,55	4,75	1,4	2,9	5,1	6,55
foraminiferi / profondità (m dal p.c.)	0,58	1,32	1,85	2,05	1,1	2,45	1,35	3,1	4,3	0,75	2,25	4,45	5,9
Haplophragmoides australensis Albani, 1978													
Haplophragmoides canariensis (d'Orbigny, 1839)													
Ammobaculites agglutinans (d'Orbigny, 1846)			1,7		0,6								
Ammobaculites dilatatus Cushman and Bronniman, 1948													
Textularia agglutinans d'Orbigny, 1839													
Textularia conica d'Orbigny, 1839													
Trochammina inflata (Montagu, 1808)							0,8					0,9	
Spirillina vivipara Ehrenberg, 1843													
Spiroloculina excavata d'Orbigny, 1846													
Massilina disciformis (Williamson, 1858)						2,5							
Quinqueloculina agglutinata Cushman, 1917													
Quinqueloculina bicornis (Walker & Jacob, 1798)													
Quinqueloculina candeiana d'Orbigny, 1839								0,8					
Quinqueloculina elegans (Williamson, 1858)						0,8							
Quinqueloculina ferussacii d'Orbigny, 1826													
Quinqueloculina laevigata d'Orbigny, 1826													
Quinqueloculina seminulum (Linnaeus, 1758)		0,8		5,1					0,4		0,9		0,6
Quinqueloculina subpolygona Parr, 1945								0,8					
Triloculina trigonula (Lamarck, 1804)													
Sigmoilina grata (Terquem, 1878)													
Miliolinella subrotunda (Montagu, 1803)													
Lagena clavata d' Orbigny, 1846													
Globulina gibba myristiformis (Williamson, 1858)													
Guttulina problema (d'Orbigny, 1826)													
Fissurina lucida (Williamson, 1848)									0,4				
Fissurina staphyllearia Schwager, 1866													
Brizalina striatula (Cushman, 1922)													
Bulimina sp.													
Valvulineria perlucida (Heron-Allen & Earland)	8,6	6,5	3,4	10,3	5,1	11,5	11,7	9,3	7,2	9,5	7,5	15,2	4,8
Discorbis mirus (Cushman, 1922)													
Poroeponides lateralis (Terquem, 1878)													
Rosalina bradyi (Cushman, 1915)									0,4	0,5			
Rosalina sp.													
Haynesina paucilocula (Cushman, 1944)	17,2	14,5	9,5	19,7	0,6	4,1	4,2	9,3	11,2	6,3	6,5	11,6	7,7
Nonion politum (d'Orbigny, 1826)													
Nonionella opima Cushman, 1947													
Buccella frigida granulata (di Napoli Alliata, 1952)													
Buccella pustulosa Albani & Serandrei Barbero, 1982													
Trichohyalus lacunae (Silvestri, 1950)							1,7						
Ammonia beccarii (Linnaeus, 1758)	53,8	66,1	80,2	64,1	91,7	76,2	75,8	72,1	74,5	64,6	72,0	60,7	82,1
Cribrononion advenum (Cushman, 1922)													
Cribrononion granosum (d'Orbigny, 1846)	14,0	11,3	1,7				2,5	4,7	3,2	14,8	8,4	4,5	1,8
Cribrononion lagunensis Albani and Serandrei Barbero, 1982	1,1				0,6		0,8			0,5	1,9	1,8	
Cribrononion simplex Cushman, 1933						0,8							
Cribrononion translucens (Natland, 1938)	5,4	0,8	1,7	0,9	1,3	4,1	0,8	3,1	2,0	3,7	1,9	4,5	2,4
Cribrononion venetum Albani, Favero & Serandrei Barbero, 1991									0,4		0,9		0,6
Elphidium crispum (Linnaeus, 1758)													
Elphidium depressulum Cushman, 1933)			1,7				1,7		0,4			0,9	
Elphidium discoidale multiloculum (Cushman & Ellisor,1945)													
Elphidium macellum (Fichtel & Moll, 1798)													
foraminiferi contati	93	124	116	117	157	122	120	129	251	189	107	112	168
foraminiferi totali	930	620	15080	3510	6280	5355	7200	4515	6275	22680	10700	6720	20160
numero di specie	6	6	7	5	6	7	9	7	10	7	8	8	7
foraminiferi planctonici													

sondaggio	IDL 46		VB 60		CARG 12							BH3 CARG 4		
ambiente	laguna interna	laguna chiusa	laguna interna		laguna interna			laguna	piattaforma		laguna	laguna chiusa		
foraminiferi / profondità (m dal l.m.m.)	2,8	4,65	4,2	5,1	1,45	1,65	1,88	66,35	69,55	70,35	91,6	5,65	6,25	6,7
foraminiferi / profondità (m dal p.c.)	2,8	4,65	5,6	6,5	1,45	1,65	1,88	66,35	69,55	70,35	91,6	0,25	0,85	1,3
Haplophragmoides australensis Albani, 1978													0,3	
Haplophragmoides canariensis (d'Orbigny, 1839)					0,9		0,9							
Ammobaculites agglutinans (d'Orbigny, 1846)			1,6											
Ammobaculites dilatatus Cushman and Bronniman, 1948														
Textularia agglutinans d'Orbigny, 1839									1,8	3,8				
Textularia conica d'Orbigny, 1839									0,9	0,5				
Trochammina inflata (Montagu, 1808)	1,9											0,4	1,8	
Spirillina vivipara Ehrenberg, 1843										0,5				
Spiroloculina excavata d'Orbigny, 1846														
Massilina disciformis (Williamson, 1858)										0,5				
Quinqueloculina agglutinata Cushman, 1917									2,6	5,4			0,3	
Quinqueloculina bicornis (Walker & Jacob, 1798)										1,1				
Quinqueloculina candeiana d'Orbigny, 1839									0,9	2,7				
Quinqueloculina elegans (Williamson, 1858)										0,5			0,3	
Quinqueloculina ferussacii d'Orbigny, 1826										1,6				
Quinqueloculina laevigata d'Orbigny, 1826														
Quinqueloculina seminulum (Linnaeus, 1758)				0,9					11,5	6,5			0,3	2
Quinqueloculina subpolygona Parr, 1945														
Triloculina trigonula (Lamarck, 1804)									9,3	12,0				
Sigmoilina grata (Terquem, 1878)														
Miliolinella subrotunda (Montagu, 1803)										0,5				
Lagena clavata d' Orbigny, 1846										0,5				
Globulina gibba myristiformis (Williamson, 1858)										0,5				
Guttulina problema (d'Orbigny, 1826)										0,5				
Fissurina lucida (Williamson, 1848)														
Fissurina staphyllearia Schwager, 1866														
Brizalina striatula (Cushman, 1922)												0,4		
Bulimina sp.														
Valvulineria perlucida (Heron-Allen & Earland)	14,0	6,3	6,2	6,0	5,2	2,7	8,8	1,0	8,4	10,3	11,4	4,0	7,5	3
Discorbis mirus (Cushman, 1922)									2,2	3,3	2,3			
Poroeponides lateralis (Terquem, 1878)														
Rosalina bradyi (Cushman, 1915)														
Rosalina sp.														
Haynesina paucilocula (Cushman, 1944)	16,8	7,0		13,7	14,7	16,0	10,5		2,2	1,1	6,8	6,5	6,6	21
Nonion politum (d'Orbigny, 1826)									0,9	0,5	4,5			
Nonionella opima Cushman, 1947									0,4	1,1				
Buccella frigida granulata (di Napoli Alliata, 1952)									2,2	4,9	2,3			
Buccella pustulosa Albani & Serandrei Barbero, 1982														
Trichohyalus lacunae (Silvestri, 1950)														
Ammonia beccarii (Linnaeus, 1758)	57,9	48,4	88,4	64,1	76,7	77,3	77,2	98,4	38,3	18,5	54,5	46,9	53,0	52
Cribrononion advenum (Cushman, 1922)									0,4					
Cribrononion granosum (d'Orbigny, 1846)	5,6	33,6	2,3	12,0	3,4	4	0,9		7,9	6,0	11,4	40,8	27,4	17
Cribrononion lagunensis Albani and Serandrei Barbero, 1982	0,9											0,7	0,6	1
Cribrononion simplex Cushman, 1933														
Cribrononion translucens (Natland, 1938)	2,8	3,1	0,8	2,6			0,9	0,5	6,2	9,2			0,6	3
Cribrononion venetum Albani, Favero & Serandrei Barbero, 1991									0,4	1,6			0,3	
Elphidium crispum (Linnaeus, 1758)									1,3	4,3	4,5			
Elphidium depressulum Cushman, 1933)		1,6	0,8	0,9			0,9			1,1	2,3	0,4	0,9	1
Elphidium discoidale multiloculum (Cushman & Ellisor,1945)									1,8					
Elphidium macellum (Fichtel & Moll, 1798)									0,4	0,5				
foraminiferi contati	107	128	129	117	116	75	114	193	227	184	44	277	332	100
foraminiferi totali	3745	6400	11610	585	464	375	1140	193	22700	6440	44	277	2324	300
numero di specie	7	6	6	7	5	4	7	3	20	28	9	8	13	8
foraminiferi planctonici		+				1					4			

(+) presenza sporadica

sondaggio	BH2 CARG 5						BH1 CARG 9										
ambiente	laguna interna						laguna esterna			litorale	laguna esterna	litorale	laguna interna			laguna chiusa	litorale
foraminiferi / profondità (m dal l.m.m.)	2,5	3,9	4,45	6,75	8,5	10,15	3,9	4,1	5,05	5,4	6,1	7,1	9,35	9,75	10,25	10,8	12,9
foraminiferi / profondità (m dal p.c.)	0,5	1,9	2,45	4,75	6,5	8,15	0,4	0,6	1,55	1,9	2,6	3,6	5,85	6,25	6,75	7,3	9,4
Haplophragmoides australensis Albani, 1978	0,3						0,3	0,7	0,3								
Haplophragmoides canariensis (d'Orbigny, 1839)																	
Ammobaculites agglutinans (d'Orbigny, 1846)		0,4															
Ammobaculites dilatatus Cushman and Bronniman, 1948								0,4	0,3		0,3		0,6				0,3
Textularia agglutinans d'Orbigny, 1839																	
Textularia conica d'Orbigny, 1839																	
Trochammina inflata (Montagu, 1808)									1,1						0,2		
Spirillina vivipara Ehrenberg, 1843																	
Spiroloculina excavata d'Orbigny, 1846																	
Massilina disciformis (Williamson, 1858)										+		+					
Quinqueloculina agglutinata Cushman, 1917																	
Quinqueloculina bicornis (Walker & Jacob, 1798)																	
Quinqueloculina candeiana d'Orbigny, 1839									0,3								
Quinqueloculina elegans (Williamson, 1858)						0,2											
Quinqueloculina ferussacii d'Orbigny, 1826																	0,6
Quinqueloculina laevigata d'Orbigny, 1826															0,2		
Quinqueloculina seminulum (Linnaeus, 1758)		0,7				0,7			2,1								0,6
Quinqueloculina subpolygona Parr, 1945																	
Triloculina trigonula (Lamarck, 1804)																	
Sigmoilina grata (Terquem, 1878)																	
Miliolinella subrotunda (Montagu, 1803)																	
Lagena clavata d' Orbigny, 1846																	
Globulina gibba myristiformis (Williamson, 1858)																	
Guttulina problema (d'Orbigny, 1826)																	
Fissurina lucida (Williamson, 1848)						0,3					0,3						
Fissurina staphylleria Schwager, 1866																	
Brizalina striatula (Cushman, 1922)						0,2											
Bulimina sp.																	
Valvulineria perlucida (Heron-Allen & Earland)	12,0	13,4	2,2	4,9	8,7	5,4	8,1	12,3	47,2		51,3		3,9	2,3	23,1	3,5	12,0
Discorbis mirus (Cushman, 1922)																	
Poroeponides lateralis (Terquem, 1878)																	
Rosalina bradyi (Cushman, 1915)																	
Rosalina sp.																	
Haynesina paucilocula (Cushman, 1944)	3,7	3,5	13,0	14,1	15,1	10,2	7,5	8,1	5,9		8,2		1,5	3,5	14,7	2,8	7,6
Nonion politum (d'Orbigny, 1826)																	
Nonionella opima Cushman, 1947																	
Buccella frigida granulata (di Napoli Alliata, 1952)																	
Buccella pustulosa Albani & Serandrei Barbero, 1982																	
Trichohyalus lacunae (Silvestri, 1950)																	
Ammonia beccarii (Linnaeus, 1758)	73,5	70,3	76,1	71,1	43,8	70,5	71,2	70,4	37,3	+	35,4	+	90,9	93,9	45,3	66,7	58,2
Cribrononion advenum (Cushman, 1922)								0,7									
Cribrononion granosum (d'Orbigny, 1846)	5,1	7,4	8,7	6,3	30,8	9,0	10,1	5,3	4,8		2,3		3,0	0,3	12,8	24,1	15,8
Cribrononion lagunensis Albani and Serandrei Barbero, 1982	0,3						1,3				1,0				0,5		
Cribrononion simplex Cushman, 1933	0,3					0,7										0,2	0,3
Cribrononion translucens (Natland, 1938)	3,2	2,1		0,7	1,2	0,9	0,5	1,4	0,5		1,0				2,4	2,1	2,9
Cribrononion venetum Albani, Favero & Serandrei Barbero, 1991		0,7			0,2		0,5	0,7									
Elphidium crispum (Linnaeus, 1758)										+		+					
Elphidium depressulum Cushman, 1933)	1,6	1,4		2,8	0,2	1,9	0,5		0,3		0,3				0,7	0,5	1,8
Elphidium discoidale multiloculum (Cushman & Ellisor,1945)																	
Elphidium macellum (Fichtel & Moll, 1798)																	
foraminiferi contati	374	283	46	142	425	576	385	284	375	+	390	+	331	346	415	424	342
foraminiferi totali	2805	5660	46	142	34000	8640	9625	18460	750		780		662	1038	2075	8480	10944
numero di specie	9	9	4	6	7	11	9	9	11	3	9	3	5	4	9	7	10
foraminiferi planctonici																	

(+) presenza sporadica

sondaggio	CARG 14									
ambiente	litorale								laguna esterna	
foraminiferi / profondità (m dal l.m.m.)	0,85	1,9	2,95	4,4	5,2	6,4	7,75	9,6	10,1	11,1
foraminiferi / profondità (m dal p.c.)	1,15	2,2	3,25	4,7	5,5	6,7	8,05	9,9	10,4	11,4
Haplophragmoides australensis Albani, 1978										
Haplophragmoides canariensis (d'Orbigny, 1839)										
Ammobaculites agglutinans (d'Orbigny, 1846)										1,5
Ammobaculites dilatatus Cushman and Bronniman, 1948										
Textularia agglutinans d'Orbigny, 1839			1,4	0,5						
Textularia conica d'Orbigny, 1839										
Trochammina inflata (Montagu, 1808)										
Spirillina vivipara Ehrenberg, 1843								0,6	0,8	
Spiroloculina excavata d'Orbigny, 1846									0,6	
Massilina discoformis (Williamson, 1858)		+	1,4	1,0			2,4			
Quinqueloculina agglutinata Cushman, 1917			4,9	1,5		4,9	0,8	0,6		
Quinqueloculina bicornis (Walker & Jacob, 1798)			0,7			0,7	0,8			
Quinqueloculina candeiana d'Orbigny, 1839			1,4	1,5		2,8	6,3	1,3		0,7
Quinqueloculina elegans (Williamson, 1858)						2,1	2,4			
Quinqueloculina ferussacii d'Orbigny, 1826			2,1			0,7	2,4			
Quinqueloculina laevigata d'Orbigny, 1826										
Quinqueloculina seminulum (Linnaeus, 1758)			13,4	14,9		19,4	12,6	9,7	8,7	5,9
Quinqueloculina subpolygona Parr, 1945			2,1	2,6			0,8			
Triloculina trigonula (Lamarck, 1804)			0,7	1,0		2,1	3,1			
Sigmoilina grata (Terquem, 1878)									0,8	
Miliolinella subrotunda (Montagu, 1803)										
Lagena clavata d' Orbigny, 1846										
Globulina gibba myristiformis (Williamson, 1858)						0,7				
Guttulina problema (d'Orbigny, 1826)			2,1			2,1				
Fissurina lucida (Williamson, 1848)									1,6	
Fissurina staphyllearia Schwager, 1866								0,6		
Brizalina striatula (Cushman, 1922)										
Bulimina sp.										
Valvulineria perlucida (Heron-Allen & Earland)			2,1	0,5		0,7	1,6	12,3	4,8	6,6
Discorbis mirus (Cushman, 1922)										
Poroeponides lateralis (Terquem, 1878)				0,5		0,7				
Rosalina bradyi (Cushman, 1915)			0,7	0,5		0,7				
Rosalina sp.										
Haynesina paucilocula (Cushman, 1944)			2,1	2,1		0,0	0,8	9,7	7,1	5,9
Nonion politum (d'Orbigny, 1826)										
Nonionella opima Cushman, 1947										
Buccella frigida granulata (di Napoli Alliata, 1952)										
Buccella pustulosa Albani & Serandrei Barbero, 1982										
Trichohyalus lacunae (Silvestri, 1950)										
Ammonia beccarii (Linnaeus, 1758)	+	+	43,7	39,2	+	38,2	49,6	47,4	67,5	66,9
Cribrononion advenum (Cushman, 1922)			0,7	0,5						
Cribrononion granosum (d'Orbigny, 1846)			13,4	21,6		13,2	9,4	11,7	4,8	5,1
Cribrononion lagunensis Albani and Serandrei Barbero, 1982								0,6		0,7
Cribrononion simplex Cushman, 1933									0,8	0,7
Cribrononion translucens (Natland, 1938)			2,8	7,7		7,6	3,9	3,2	2,4	2,9
Cribrononion venetum Albani, Favero & Serandrei Barbero, 1991										
Elphidium crispum (Linnaeus, 1758)		+	1,4		+	0,7	0,8			
Elphidium depressulum Cushman, 1933)								0,6	0,8	2,9
Elphidium discoidale multiloculum (Cushman & Ellisor,1945)			0,7	1,0		2,1	1,6			
Elphidium macellum (Fichtel & Moll, 1798)										
foraminiferi contati	+	+	142	194	+	144	127	154	126	136
foraminiferi totali			1704	2328		2160	2540	3696	7560	12240
numero di specie	---	---	19	16	---	18	16	12	12	11
foraminiferi planctonici										

(+) presenza sporadica