



IS P R A

Istituto Superiore per la Protezione e la Ricerca Ambientale

SERVIZIO GEOLOGICO D' ITALIA

Organo Cartografico dello Stato (legge n°68 del 2.2.1960)

**NOTE ILLUSTRATIVE
della
CARTA GEOLOGICA DEI MARI ITALIANI
alla scala 1:250.000**

foglio NL 33-7

VENEZIA

a cura di

F. Trincardi^{*}, A. Argnani^{*}, A. Correggiani^{*}

con contributi di:

Informatizzazione: **F. Foglini^{*}**

Carta del sottofondo: **M. Rovere^{*}**

Carta superficiale: **L. Angeletti^{*}, A. Asioli^{**}, E. Campiani^{*}, A. Cattaneo^{***}, A. Gallerani^{*}, A. Piva^{*}, A. Remia^{*}, D. Ridente^{*}, M. Taviani^{*}**

* Istituto di Scienze Marine ISMAR, CNR, via Gobetti 101, 40129 Bologna

** Istituto di Geoscienze e Georisorse, CNR, C.so Garibaldi, 37, 35121 Padova

*** IFREMER, Centre de Brest, Plouzané, France

Ente realizzatore



Istituto di Scienze Marine
Consiglio Nazionale delle Ricerche

Direttore del Servizio Geologico d'Italia - ISPRA :
L. SERVA

Responsabile del Progetto CARG per il Servizio Geologico d'Italia -ISPRA:
F. GALLUZZO

*Responsabile del Progetto CARG per il Consiglio Nazionale delle Ricerche -
Istituto di Scienze Marine – Bologna:*
F. TRINCARDI

PER IL SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA:

Revisione scientifica:
S. D'Angelo, A. Fiorentino

Coordinamento cartografico:
D. Tacchia

Revisione dell' informatizzazione dei dati geologici:
L. Battaglini, R. Ventura;

Revisione dell' informatizzazione dei dati geofisici:
F. Ferri

Coordinamento editoriale e allestimento per la stampa:
M. Cosci, S. Falcetti

PER ISMAR – CNR DI BOLOGNA:

Allestimento editoriale e cartografico:
E. Campiani, M. Rovere

Allestimento informatizzazione dei dati geologici:
F. Foglini

Allestimento cartografico per la stampa a cura di:
S.EL.CA. s.r.l. - Firenze

GESTIONE TECNICO-AMMINISTRATIVA DEL PROGETTO CARG:
M.T. Lettieri (Dipartimento Difesa del Suolo - Servizio Geologico
d'Italia)
P. Dall'Olio (ISMAR - CNR di Bologna)

Stampa: **S.EL.CA. s.r.l.**, Firenze - 2011

INDICE

I	- INTRODUZIONE	Pag.	7
II	- COMPOSIZIONE DEL FOGLIO E GEOREFERENZIAZIONE	>>	9
III	- METODI DI INDAGINE	>>	11
1.	- CARTOGRAFIA DI SOTTOSUOLO	>>	11
2.	- CARTOGRAFIA DI SUPERFICIE	>>	12
IV	- INQUADRAMENTO GEOLOGICO	>>	15
1.	- ASSETTO FISIOGRAFICO DEL BACINO ADRIATICO	>>	15
2.	- APPORTI SEDIMENTARI E CENNI DI DINAMICA OCEANOGRAFICA	>>	18
2.1.	- REGIME OCEANOGRAFICO	>>	18
2.2.	- APPORTI FLUVIALI	>>	23
2.2.1	- <i>Sistemi fluviali alpini</i>	>>	23
2.3.	- LE LAGUNE DELL'ADRIATICO SETTENTRIONALE	>>	27
3.	- ASSETTO GEOLOGICO E STRATIGRAFICO DEL BACINO ADRIATICO	>>	29
4.	- VARIAZIONI DI LIVELLO DEL MARE NEL TARDO PLEISTOCENE-OLOCENE	>>	37
4.1.	- LE VARIAZIONI DI LIVELLO DEL MARE RELATIVO	>>	37
4.2.	- I CICLI GLACIO-EUSTATICI QUATERNARI	>>	39
4.3.	- L'ULTIMA RISALITA DEL LIVELLO DEL MARE	>>	40
5.	- LA PIATTAFORMA ADRIATICA NEL TARDO PLEISTOCENE-OLOCENE	>>	41
6.	- I DEPOSITI DI STAZIONAMENTO ALTO TARDO- OLOCENICI IN ADRIATICO	>>	42
7.	- SUBSIDENZA	>>	46
V	- STRATIGRAFIA	>>	47
1.	- SCELTA DELLE UNITÀ INFORMALI	>>	47
2.	- CARTA SUPERFICIALE	>>	48
3.	- CARTA DEL SOTTOFONDO	>>	51

VI	- CARTOGRAFIA	>>	53
1.	- CARTA SUPERFICIALE - FOGLIO NL33-7 VENEZIA	>>	53
1.1.	- CARTA GEOLOGICA PRINCIPALE	>>	54
1.1.1.	- <i>Sistemi di stazionamento basso e di caduta (LST+FST)</i>	>>	55
1.1.2.	- <i>Sistemi trasgressivi (TST)</i>	>>	55
1.1.3.	- <i>Sistemi di stazionamento alto (HST)</i>	>>	62
1.1.4.	- <i>Concrezioni e cementazioni diagenetiche</i>	>>	66
1.1.5.	- <i>Morfologia e tectonica</i>	>>	67
1.2.	- SEZIONI GEOLOGICHE E PROFILI SISMICI	>>	67
1.3.	- DESCRIZIONE DEI RIQUADRI A BORDO CARTA	>>	68
1.3.1.	- <i>Carte degli spessori e delle profondità</i>	>>	68
1.3.2.	- <i>Schema cronostratigrafico</i>	>>	69
2.	- CARTA DEL SOTTOFONDO - FOGLIO NL33-7 VENEZIA	>>	71
2.1.	- INQUADRAMENTO GEOLOGICO REGIONALE	>>	71
2.2.	- STRATIGRAFIA	>>	76
2.2.1.	- <i>Correlazioni fra unità litostratigrafiche riconosciute nei pozzi per esplorazione e unità sismostratigrafiche</i>	>>	82
2.2.2.	- <i>Caratterizzazione delle unità affioranti sotto la superficie di base del Pliocene</i>	>>	82
2.3.	- CARTA GEOLOGICA PRINCIPALE	>>	82
2.3.1.	- <i>Eocene (GMC, CRM)</i>	>>	84
2.3.2.	- <i>Miocene indifferenziato (MSD, GLC)</i>	>>	84
2.4.	- DESCRIZIONE DEI PROFILI GEOLOGICI REGIONALI	>>	87
2.5.	- DESCRIZIONE DEI RIQUADRI	>>	88
2.5.1.	- <i>Ubicazione delle linee sismiche</i>	>>	88
2.5.2.	- <i>Gravimetria - Magnetometria</i>	>>	88
2.5.3.	- <i>Diagramma cronostratigrafico</i>	>>	89
2.5.4.	- <i>Schema tettonostratigrafico</i>	>>	89
2.5.5.	- <i>Carta della sismicità e delle strutture attive alla base del Quaternario</i>	>>	90
2.5.6.	- <i>Carta delle isocrone degli spessori del Quaternario</i>	>>	90
VII	- ASPETTI APPLICATIVI	>>	91
1.	- IDROCARBURI	>>	91
2.	- RICERCA DI DEPOSITI SABBIOSI SOMMERSI PER IL RIPASCIMENTO COSTIERO	>>	94
APPENDICE 1			
RILIEVI SISMICI A RIFLESSIONE E POZZI		>>	95

APPENDICE 2		
ELENCO DELLE STAZIONI DI CAMPIONATURA	>>	101
APPENDICE 3		
ANALISI MACROPALEONTOLOGICHE	>>	105
APPENDICE 4		
TASSONOMIA	>>	125
APPENDICE 5		
DATAZIONI ^{14}C E METODI DI CALIBRAZIONE	>>	133
BIBLIOGRAFIA	>>	139

PROGETTO
CARG

I - INTRODUZIONE

La cartografia geologica dei mari italiani alla scala 1 : 250.000 fornisce una rappresentazione sintetica dell'assetto geologico e stratigrafico dei margini continentali italiani, basata su criteri uniformi per facilitare il confronto con l'assetto delle zone adiacenti. Il Foglio NL 33-7 Venezia è stato realizzato nell'ambito del Progetto CARG, tramite convenzione tra il Servizio Geologico d'Italia - ISPRA e l'Istituto di Scienze Marine - Consiglio Nazionale delle Ricerche (ISMAR-CNR), secondo la Guida al rilevamento della Carta Geologica dei Mari Italiani alla scala 1:250.000 (FABBRI *et alii*, 2002).

L'area del Foglio NL 33-7 Venezia copre il tratto di Mare Adriatico tra 46° e 45° di latitudine nord fino al limite delle acque territoriali italiane (Fig. 1 e 2). Il tratto di mare cartografato presenta una piattaforma continentale estesa sull'intera area del Foglio con isobate dei 10 e dei 20 metri parallele alla linea di costa ed isobata dei 30 metri dall'andamento marcatamente irregolare dove la profondità massima è di 36 m. L'area del Foglio NL33-7 Venezia corrisponde ad un tratto di piattaforma continentale che si raccorda con la pianura padana veneta attraverso un'area costiera caratterizzata da una lunga serie di litorali sabbiosi intervallati da apparati deltizi e, soprattutto nel tratto prospiciente la pianura veneta e friulana, da estese lagune costiere. La porzione più orientale dell'area è caratterizzata dalla costa alta e rocciosa del Carso triestino.

La morfologia della piattaforma continentale si presenta regolare con un gradiente di 0,03° fino ai 35 m tra il margine sud del Foglio fino al traverso di Chioggia e fino ai 14 m tra Chioggia e la foce del fiume Tagliamento. Il settore tra

Monfalcone e Trieste (Golfo di Trieste) ha gradienti massimi di 0,12° fino al limite del foglio.

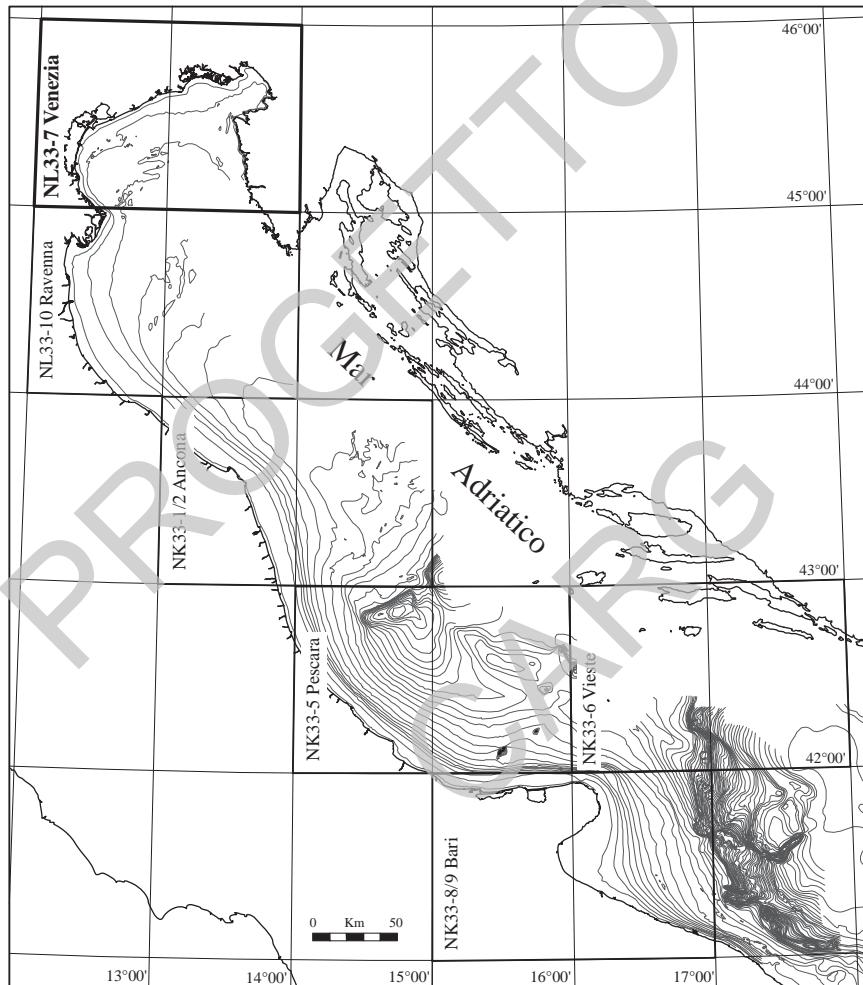


Fig. 1 - Ubicazione dei Fogli geologici a scala 1:250.000 in Adriatico (Foglio NL 33-7 Venezia in evidenza).

II - COMPOSIZIONE DEL FOGLIO E GEOREFERENZIAZIONE

In base a quanto previsto dalla Guida al rilevamento della Carta Geologica dei Mari Italiani, alla scala 1:250.000, pubblicata sui Quaderni del Servizio Geologico d'Italia (FABBRI *et alii*, 2002), il Foglio NL 33-7 Venezia comprende due prodotti cartografici distinti: a) una carta geologica superficiale che rappresenta i corpi geologici che affiorano o subaffiorano sul fondo marino, con particolare dettaglio per quelli originati durante la fluttuazione tardo-quaternaria del livello del mare; b) una carta geologica del sottofondo che descrive l'assetto strutturale dell'area e la sua evoluzione geologica riferita alla base della successione plio-quaternaria.

Le due carte principali, a scala 1:250.000, sono corredate da altri elaborati cartografici, a scala 1:1.000.000, a carattere geologico-geofisico (magnetometria e gravimetria), o tematico (carte strutturali o isopache); a questi si aggiungono sezioni geologiche, schemi stratigrafici e diagrammi cronostratigrafici.

Il Foglio NL 33-7 Venezia è rappresentato secondo la proiezione Universale Trasversa di Mercatore (UTM). La proiezione UTM è una generalizzazione a livello mondiale della Trasversa di Mercatore, basata su fusi di 6 gradi numerati da 1 a 60, a partire dall'antimeridiano di Greenwich avente come meridiano centrale il meridiano di centro fuso. La rappresentazione prevede falso est di 500.000 m e falso nord di 10.000.000 m a sud dell'equatore, con coefficiente di contrazione 0.9996. Il taglio del Foglio NL 33-7 Venezia viene riferito alla serie JOG 1:250.000 dell'IGMI che è nella proiezione Trasversa di Mercatore riferita all'orientamento Europeo del 1950 (ED50) sul fuso centrale NK33.

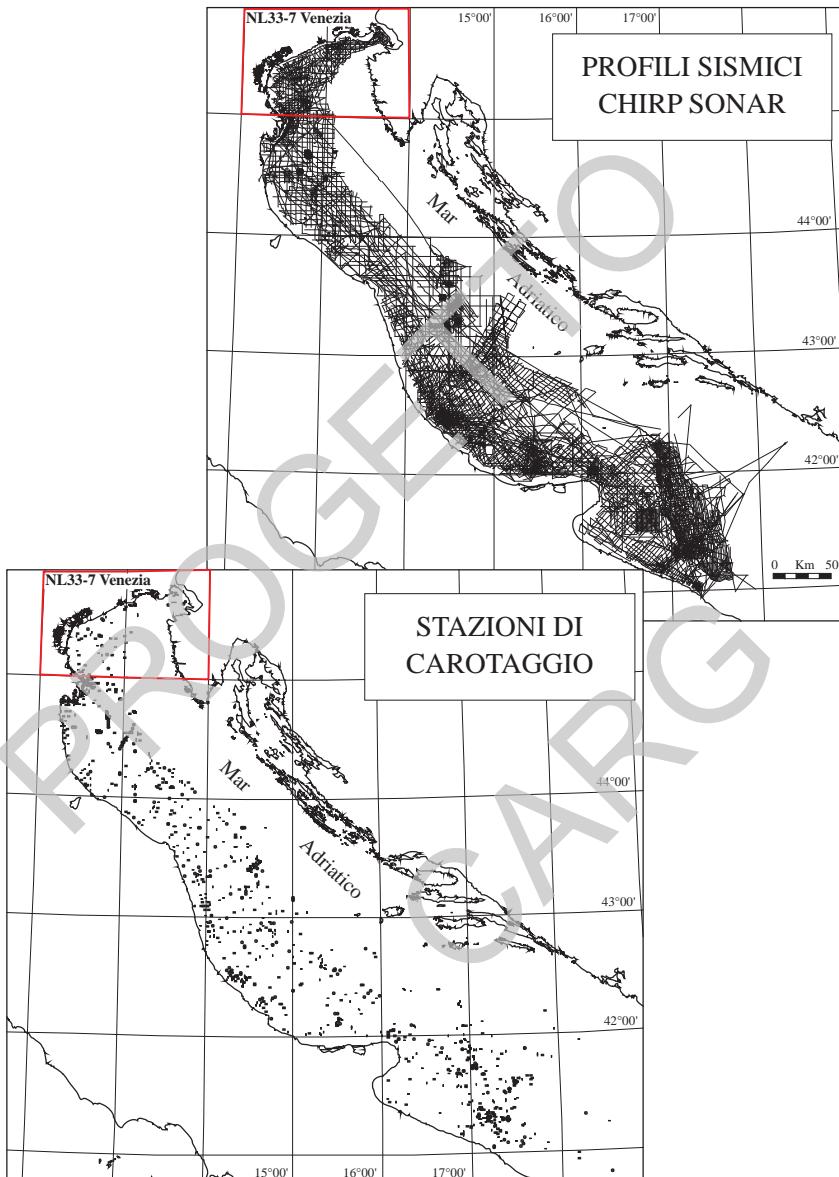


Fig. 2 - In alto sono riportate le linee sismiche ad altissima risoluzione e quelle multicanale acquisite in Adriatico da ISMAR - CNR dal 1991 al 2006. In basso ubicazione dei carotaggi acquisiti nello stesso periodo (in rosso il foglio Foglio NL 33-7 Venezia).

III - METODI DI INDAGINE

1. – CARTOGRAFIA DI SOTTOSUOLO

La ricostruzione dell'assetto stratigrafico-strutturale del sottofondo richiede l'utilizzo di profili sismici a riflessione che raggiungano la penetrazione di svariati secondi. Nell'Adriatico settentrionale non si è potuto utilizzare la sismica commerciale che copre le aree di piattaforma continentale italiana, poiché nell'area cartografata essa risultava di scarsa qualità. Si è comunque avuto accesso a sismica commerciale di ottima qualità cortesemente messa a disposizione da ENI-Agip S.p.A. Nell'Adriatico centro-meridionale i rilievi ministeriali definiti zona B, D ed F possiedono risoluzione e qualità sufficienti alla definizione degli orizzonti di interesse geologico-cartografico. Ad integrazione di questi dati, ISMAR-CNR ha utilizzato profili sismici, a riflessione multicanale, acquisiti nel corso di numerose campagne effettuate negli anni '90. Come ulteriore dato di profondità sono stati consultati i profili sismici appartenenti al progetto CROP mare, acquisiti negli anni '90 con lo specifico obiettivo di indagare la crosta profonda in territorio nazionale (FINETTI & DEL BEN, 2005). Gli orizzonti riconosciuti e correlati sulle linee sismiche richiedono per la loro taratura la disponibilità di dati stratigrafici del sottosuolo. A tale scopo sono stati utilizzati pozzi per l'esplorazione petrolifera, in parte liberalizzati, in parte consultati in forma confidenziale. Le caratteristiche dei rilievi sismici ENI-Agip S.p.A. ISMAR-CNR e CROP mare, le procedure di elaborazione del segnale sismico e i metodi di interpretazione sono descritti in Appendice 1.

2. – CARTOGRAFIA DI SUPERFICIE

La normativa per la carta geologica superficiale della Cartografia Geologica dei Mari Italiani alla scala 1:250.000 (FABBRI *et alii*, 2002), suggerisce un'integrazione di: 1) interpretazione stratigrafico-sequenziale di profili sismici ad altissima risoluzione, 2) analisi di facies su dati di carotaggio relativi ai primi metri di sedimento (Appendice 2), 3) analisi biostratigrafica, geochimica e datazione assoluta di livelli guida (e.g. orizzonti torbosi) e unità stratigrafiche (Appendici 3 e 4), 4) ricostruzione di dettaglio della batimetria e della morfologia del fondo marino con particolare attenzione ad aree caratterizzate da più intensa dinamica erosivo-deposizionale, come ad es. i fondali caratterizzati da forme di fondo a grande scala (CORREGGIARI *et alii*, 1996a).

I vari tipi di rilievo sono stati eseguiti con una densità di maglia variabile in relazione alla morfologia del fondo e al tipo di unità stratigrafico-deposizionali da indagare. I rilievi eseguiti nell'area del Foglio NL 33-7 Venezia sono stati pianificati tenendo conto di tutti i dati geofisici e di campionatura disponibili nell'area all'avvio del progetto (Campagne AS70, AD78, SW90, CM91, CM92, PDP94, CM95), e comprendono le campagne COSTA2002, VENICE2004, VENICE2005. Le interpretazioni sono state confrontate, sulla base di correlazioni stratigrafiche, con quelle riguardanti il foglio limitrofo a sud, NL33-10 Ravenna (2001).

La carta batimetrica riporta isobate spaziate di 1 m su tutta l'area ed è derivata dall'interpretazione dei dati di ecoscandaglio a fascio singolo acquisiti tramite Echosounder DESO 20 lungo circa 4797 km di profili distribuiti su tutto il foglio. Lungo le rotte, in funzione della velocità della nave e dell'intervallo di emissione del segnale acustico, la copertura è nell'ordine di un dato di batimetria ogni 20-40 m. In questo tipo di rilievo i dati sono acquisiti esclusivamente sotto il nadir della nave senza copertura tra un profilo e l'altro e quindi le linee batimetriche sono ricostruite per interpolazione manuale attraverso la creazione di piani quotati. Le linee batimetriche inferiori a 10 m di profondità sono integrate dai valori di profondità riportati dalle carte nautiche dell'Istituto Idrografico della Marina. Dall'interpolazione dei dati batimetrici *single beam* è stato derivato un modello digitale del terreno e una carta delle pendenze che mettono in evidenza la morfologia del fondale. Nell'area del Foglio NL 33-7 Venezia oltre il limite deposizionale dell'*HST* tardo-olocenico verso mare, affiorano con morfologia irregolare depositi trasgressivi (*transgressive systems tract* - *TST*), che rappresentano il residuo in parte eroso e rimaneggiato di depositi di barriera/laguna sommersi, litosomi costieri e lembi di depositi continentali più antichi messi in posto durante l'ultimo periodo di stazionamento basso o di caduta del livello del mare (*low-stand systems tract* – *LST* + *falling sea-level systems tract* – *FST*). In alcune aree dove affioramento depositi sabbiosi trasgressivi sono

state svolte campagne di indagine a scopi applicativi per la ricerca di depositi sabbiosi idonei al ripascimento costiero (CORREGGIARI *et alii*, 2007).

Il tratto di Mare Adriatico rappresentato nel Foglio NL 33-7 Venezia, dalla linea di riva fino al limite delle acque territoriali italiane, è stato indagato attraverso l'interpretazione di 4797 km di profili sismici ad altissima risoluzione (principalmente CHIRP sonar) e 89 campioni del fondo e sottofondo (Appendice 2). I campioni sono stati acquisiti utilizzando, a seconda degli obiettivi e delle litologie attese, carotiere a gravità (66), carotiere SW acqua-sedimento (11), box corer (4) e vibrocarotiere (7). Tutti i dati geofisici e di campionatura sono stati posizionati mediante GPS differenziale. I rilievi sismici sono stati acquisiti lungo tracciati spaziati in modo irregolare, in funzione della complessità dei depositi e delle morfologie da risolvere, mentre le stazioni di carotaggio sono state posizionate su obiettivi scelti sulla base dei rilievi sismici e non hanno, per questa ragione, distribuzione regolare in pianta.

La fascia prossima alla costa è caratterizzata da una sostanziale uniformità morfologica, fino alla profondità di circa 10 m, e dalla presenza di diffuse impregnazioni di gas nell'unità più superficiale (STEFANON *et alii*, 1981). Oltre all'alta riverberazione da parte dei depositi a fondo mare, la presenza di gas biogenico nei primi metri di sedimento limita notevolmente la penetrazione del segnale sismico. I dati sismici a riflessione raccolti sono, tuttavia, di qualità soddisfacente fino a 10 m di profondità e di qualità ottima a profondità superiori.

Tutte le carote acquisite sono state aperte, fotografate, descritte e campionate per analisi sedimentologiche. Su alcune carote sono state eseguite analisi macropaleontologiche (Appendici 3 e 4) e geochimiche. Su tutte le carote sono state eseguite misure in continuo di suscettività magnetica. Questo parametro fornisce un'informazione integrata circa le variazioni granulometriche e compostionali nei sedimenti ed è quindi utilizzabile per definire e correlare unità deposizionali soprattutto all'interno di successioni fini apparentemente omogenee (VIGLIOTTI *et alii*, 2008). In alcuni casi sono state effettuate misure di altri parametri come la granulometria e la composizione mineralogica dei granuli di sabbia. Il controllo geocronologico per tutte le unità incontrate si basa su datazioni ^{14}C ottenute mediante AMS (*Accelerator Mass Spectrometer*) grazie al quale si possono sfruttare quantità molto piccole di campione (in alcuni casi campioni monospecifici di foraminiferi bentonici). Sono state effettuate 23 datazioni AMS ^{14}C (Appendice 5) su campioni riferibili a particolari riflettori sismici e quindi utili alla determinazione di linee tempo e alla quantificazione delle principali lacune stratigrafiche presenti nell'area.

La suddivisione stratigrafica, su cui si basa l'impostazione della carta geologica, deriva dal tipo di dati utilizzati in geologia marina (prevalentemente rilievi di sismica a riflessione con carotaggi di taratura) e dall'approccio interpretativo basato sulla stratigrafia sequenziale ad alta risoluzione; i corpi

geologici che vengono rappresentati corrispondono ai *systems tracts* della sequenza deposizionale tardo-quaternaria (FABBRI *et alii*, 2002). Ogni corpo cartografabile (*systems tract*) viene rappresentato in base a due criteri complementari: 1) la posizione stratigrafica relativa ai corpi sotto e soprastanti; 2) gli ambienti deposizionali da cui è costituito che possono essere desunti dalle geometrie deposizionali e dalle caratteristiche di facies in carota. Il primo tipo di rappresentazione è realizzato attraverso l'utilizzo di colori mentre il secondo è realizzato utilizzando simboli grafici.

In particolare, entro la sequenza deposizionale tardo-quaternaria del foglio si sono individuati sistemi deposizionali riferibili a fasi rispettivamente di: (1) caduta (*Falling sea-level Systems Tract*) e stazionamento basso del livello del mare (*Low-stand Systems Tract*; POSAMENTIER *et alii*, 1992; HELLAND-HANSEN & GJELBERG, 1994; TRINCARDI & CORREGGIARI, 2000; RIDENTE & TRINCARDI, 2002a); (2) risalita del livello del mare (*Transgressive Systems Tract*; POSAMENTIER & ALLEN, 1993; TRINCARDI *et alii*, 1994; ; CATTANEO & STEEL, 2003); e (3) stazionamento alto del livello del mare (*High-stand Systems Tract*; POSAMENTIER & VAIL, 1988; CORREGGIARI *et alii* 1996a, 2001, 2005, TRINCARDI *et alii* 1996, CATTANEO *et alii*, 2003, 2007). I *systems tracts* così definiti sono indicati rispettivamente dalle seguenti sigle: *FST*, *LST*, *TST*, *HST*. Nel Foglio NL 33-7 Venezia sono presenti i *systems tracts* di stazionamento basso e caduta (*LST+FST*), risalita (*TST*) e stazionamento alto (*HST*) del livello del mare.

IV - INQUADRAMENTO GEOLOGICO

1. - ASSETTO FISIOGRAFICO DEL BACINO ADRIATICO

Il Mare Adriatico è uno stretto bacino epicontinentale (ca. 200 x 800 km) allungato in direzione NO-SE fra la penisola italiana e la regione dinarico-balcanica (Fig. 3) comprendente tre dominii morfologici principali: 1) l'estesa piattaforma continentale settentrionale con basso gradiente topografico assiale (ca. 0,02°; Fig. 4), 2) la parte centrale comprendente la Depressione Medio Adriatica, suddivisa in due bacini di scarpata con profondità massima di 255 m e orientazione NE-SO, delimitata verso O e verso S da un'area di piattaforma di estensione ridotta e verso E dal rilievo morfostrutturale del Dosso Gallignani, 3) la parte meridionale, a sud della soglia di Pelagosa, che raggiunge una profondità di circa 1200 m delimitata da una scarpata continentale accidentata e ripida e da una piattaforma di estensione variabile ma più ristretta rispetto ai settori settentrionali, in particolare nel tratto tra Bari e Otranto (Fig. 3).

La differenziazione geologica e stratigrafica tra diversi settori della piattaforma adriatica si traduce in una significativa variabilità di assetto morfologico. La piattaforma a basso gradiente dell'Adriatico settentrionale presenta aree a microtopografia complessa, con rilievi metrici irregolari o incisioni discontinue, profonde fino a 4-5 m lungo l'asse del bacino. La fascia più prossima alla costa italiana presenta una maggiore uniformità a profondità inferiore a 10-14 metri per la presenza di una fascia di depositi fangosi deltizi coalescente, mentre il lato orientale (sloveno, fuori dal Foglio) presenta una morfologia più acclive (Fig. 4).

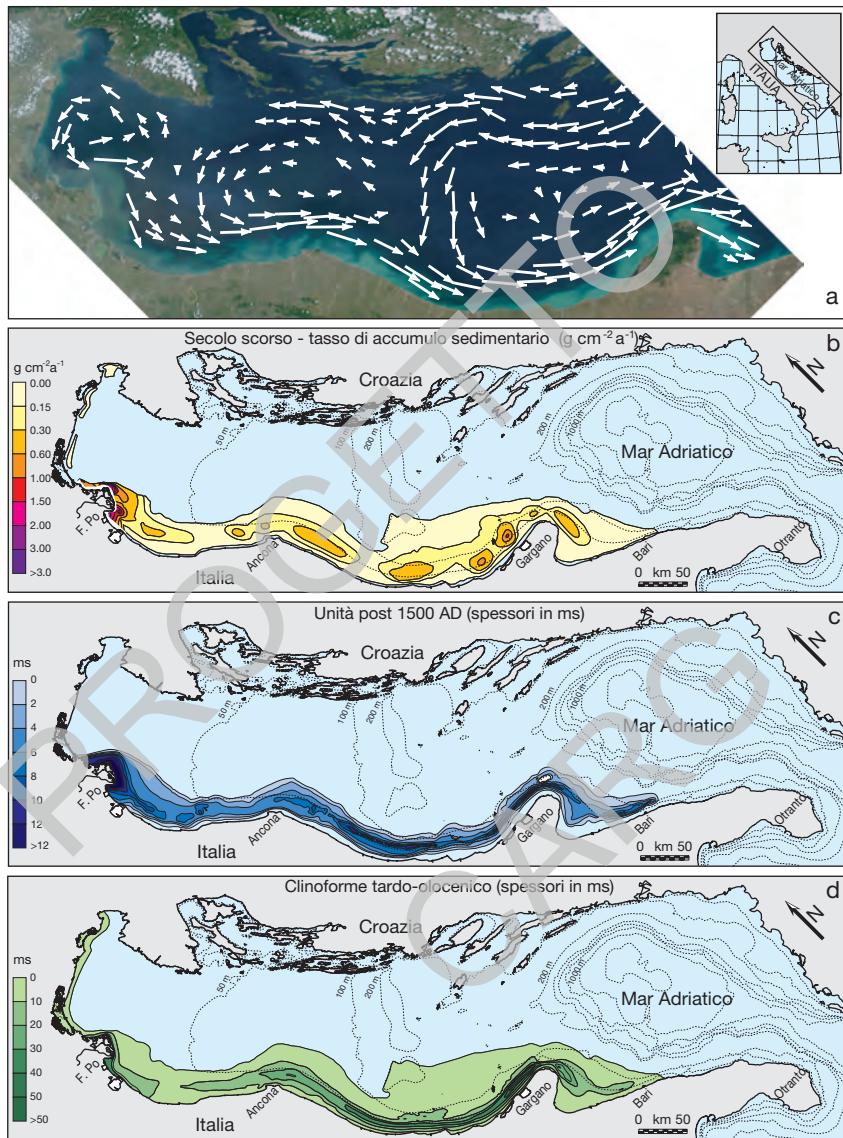


Fig. 3 - a) La circolazione geostrofica (media su 10 anni di osservazioni da POULAIN, 2001) ha una componente di trasporto parallelo alla costa italiana da NE a SO; b) c) d) Carte degli spessori dei sedimenti accumulati rispettivamente negli ultimi 100, 500 e 5.500 anni (modificato da CATTANEO et alii, 2004b).

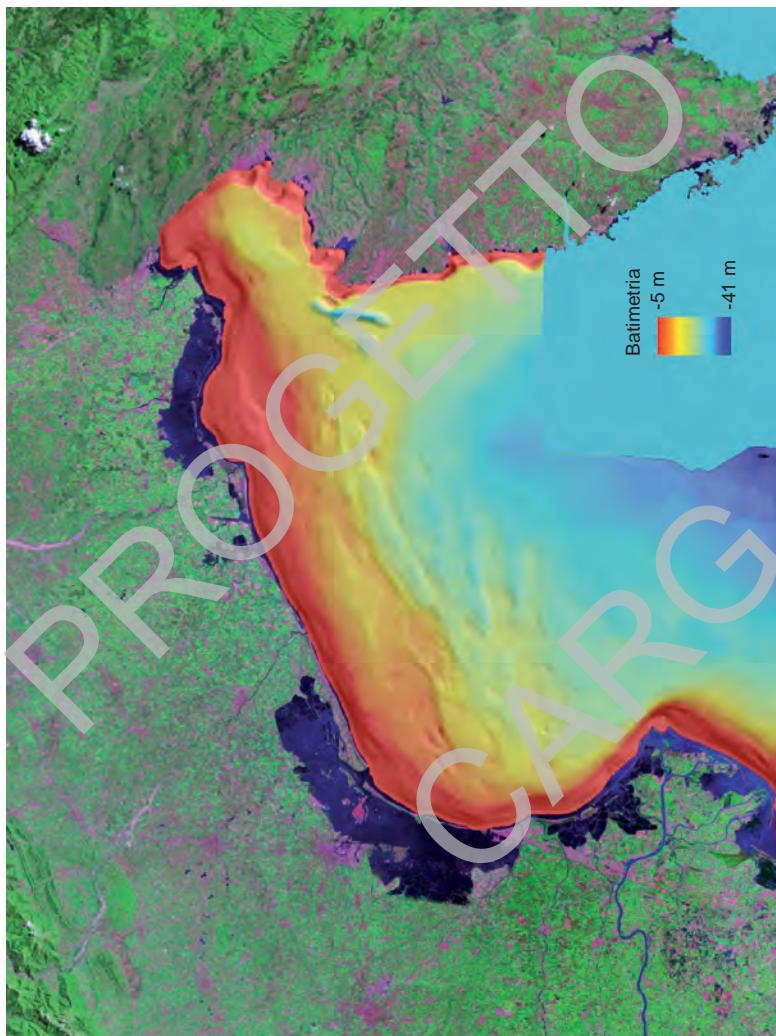


Fig. 4 – Carta morfobatimetrica del Golfo di Trieste. La fascia batimetrica in colore giallo-azzurro documenta la presenza di rilevi allungati in corrispondenza di sistemi costieri annessati e rimaneggiati.

2. - APPORTI SEDIMENTARI E CENNI DI DINAMICA OCEANOGRAFICA

2.1. - REGIME OCEANOGRAFICO

Il bacino Adriatico ha un regime microtidale, con un'escursione di marea inferiore al metro, ed è dominato da una circolazione ciclonica regolata dalle correnti termoalpine che confinano le acque a bassa salinità di origine fluviale sul lato occidentale del bacino (MALANOTTE-RIZZOLI & BERGAMASCO, 1983; POULAIN, 2001). L'Adriatico settentrionale riceve il più alto deflusso fluviale dell'intero Mar Mediterraneo ed è molto sensibile alle sue variazioni e alle condizioni atmosferiche a causa della sua scarsa profondità (l'intera area a nord del Po è profonda meno di 35 m). Il deflusso interessa la circolazione attraverso l'introduzione di una massa d'acqua meno densa che è in grado di "galleggiare" sulle altre masse, promuovendo la Corrente Costiera Adriatica Occidentale (ORLIC *et alii*, 1992) ed ha effetti sull'intero bacino trasportando alti carichi di sedimento, materia organica, nutrienti e inquinanti (MISEROCCHI *et alii*, 2007; NITTROUER *et alii*, 2004; TESI *et alii*, 2007). I venti dominanti in Adriatico sono la Bora da NE e lo Scirocco da SE. Le onde dovute all'azione del vento mostrano un picco statistico di ricorrenza attorno a 0,5 m di ampiezza con un periodo di 3-4 secondi. Le tempeste più forti provengono da NE e SE, con onde stimate fino a un'ampiezza massima di 9 m in corrispondenza di eventi eccezionali (CAVALERI, 2000).

Il Fiume Po, con una media annuale di deflusso di $1470 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ (dal 1918 al 2009), è responsabile per il 50% del deflusso fluviale totale nell'Adriatico settentrionale (SYVITSKI & KETTNER, 2007). Il pennacchio torbido del Po intensifica la circolazione ciclonica e favorisce l'intrappolamento di acque dolci lungo il lato occidentale del bacino. Generalmente, tra Settembre e Ottobre, in questa parte poco profonda del bacino si hanno fenomeni anossici che riflettono basse velocità di corrente, intensificazione della stratificazione delle acque (ridotto mescolamento verticale) e un'alta torbidità che impedisce la penetrazione della luce. Il resto del bacino Adriatico è in genere ben ossigenato, con distribuzione dell'ossigeno più omogenea in inverno per effetto del rimescolamento (ORLIC *et alii*, 1992).

Le correnti sono più forti lungo le coste italiane, con un flusso prevalente verso SE che sembra coerente con la distribuzione complessiva degli spessori paralleli alla costa dei depositi tardo-olocenici (CATTANEO *et alii*, 2003a). Nel nord Adriatico il trasporto sedimentario si intensifica specialmente in inverno a causa del vento da NE (Bora) prevalentemente verso sud lungo la piattaforma e raramente verso la parte centrale del bacino (PUIG *et alii*, 2007).

In Adriatico le principali masse d'acqua sono quella superficiale, influenzata da cambiamenti stagionali, quella intermedia, di provenienza levantina

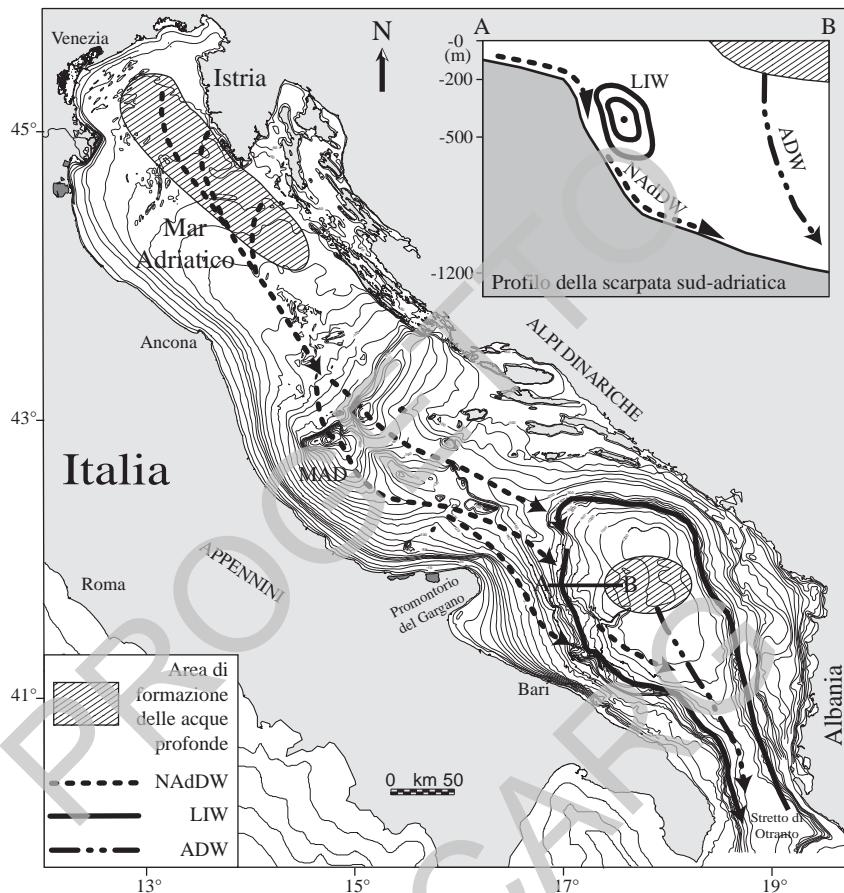


Fig. 5 - Morfologia e circolazione nel bacino adriatico. Le acque levantine intermedie (LIW) si muovono in senso antiorario tra 200 e 600 m di profondità. Le acque dense (NAdDW) si formano sulla piattaforma settentrionale per raffreddamento invernale e si immengeranno lungo la scarpata nel periodo di Marzo-Aprile con intensità variabile da un anno all'altro. Alle NAdDW si aggiungono le acque dense legate al processo di convezione oceanica nell'Adriatico meridionale che, con le prime, contribuiscono alla fuoriuscita di acque dense adriatiche (ADW). Le ADW procedono verso il fondo del Mediterraneo orientale controllandone la ventilazione (MAD=Depressione Medio Adriatica) (modificato da VERDICCHIO & TRINCARDI, 2007).

caratterizzata da alta salinità e quella profonda a massima densità (PASCHINI *et alii*, 1993). La massa d'acqua superficiale è caratterizzata da spiccata variabilità stagionale: durante l'inverno presenta omogeneità di temperatura, salinità e densità, mentre in estate è caratterizzata da una forte stratificazione verticale con formazione di un termoclinio a profondità di circa 30 m in Adriatico settentrionale e di 75 m in Adriatico meridionale (ARTEGIANI *et alii*, 1997a). La natura semichiusa del bacino, il forte raffreddamento invernale delle acque superficiali e l'abbondante portata fluviale controllano la formazione delle acque dense che scorrono sul fondo lungo il lato occidentale del bacino (Fig. 5).

La circolazione in Adriatico (Fig. 3a) risponde a tre forzanti principali (ARTEGIANI *et alii*, 1997a, b): 1) il forzante fluviale (che consiste nell'apporto di $5700 \text{ m}^3 \text{s}^{-1}$ di acqua dolce, di cui più della metà è confinata in Adriatico settentrionale) a cui si associa una sostanziale perdita di calore; 2) il forzante eolico alla superficie che causa evaporazione e raffreddamento delle acque superficiali determinando la produzione di acque profonde, oltre che complessi cambiamenti stagionali nella circolazione a mesoscala; e 3) il forzante morfologico, dovuto alla presenza del canale di Otranto, con una soglia a 800 m di profondità, attraverso cui entrano acque calde e salate che bilanciano gli effetti degli altri due forzanti. Durante l'inverno, in Adriatico settentrionale si formano due ampi vortici ciclonici che coinvolgono l'intera colonna d'acqua e la risultante circolazione geostrofica ha una componente parallela alla costa in direzione SE (ZORE ARMANDA & GACIC, 1987; GACIC *et alii*, 1999). Nelle acque profonde prevale una corrente in uscita lungo il lato ovest (Fig. 5).

Altri fattori che influiscono sulla circolazione in Adriatico sono legati alle maree gravitazionali dovute: 1) all'effetto di risonanza con le maree del Mar Ionio; 2) alle sesse, associate a intensi venti di SE accompagnati dal passaggio di perturbazioni cicloniche sulla parte settentrionale del bacino e 3) ad un innalzamento temporaneo del livello del mare fino ad oltre 1 m a durante gli eventi di tempesta (FRANCO *et alii*, 1982).

Nella parte settentrionale dell'Adriatico il fenomeno de "l'acqua alta" è legato al passaggio di profondi campi di bassa pressione a sud dell'arco alpino ed al contemporaneo instaurarsi su tutto l'Adriatico di campi di vento forte e persistente con provenienza dai quadranti sud-orientali (scirocco) che innalzano il livello del mare al di sopra delle quote raggiunte per effetto della sola marea astronomica. Il fenomeno è ben conosciuto ed interessa non solo della laguna di Venezia, ma anche la laguna di Marano-Grado e le foci dei grandi corsi d'acqua dell'Italia settentrionale, quali il Po, l'Adige, il Piave, il Livenza ed il Tagliamento, oltre che la città di Trieste. Per la città lagunare di Venezia maree eccezionali con livelli superiori a 140 cm comportano l'allagamento del 90% dell'area urbana. L'abnorme crescita relativa del livello medio del mare è dovuta all'effetto combinato dei fenomeni di eustatismo e di subsidenza naturale e antropica, questi

ultimi assai differenziati da punto a punto del litorale (BONDESAN *et alii*, 1995; CARBOGNIN *et alii*, 2004; TOSI *et alii*, 2007a,b; TOSI *et alii*, 2009). Il grafico di figura 6 rappresenta i valori dei valori medi annuali del livello del medio mare (LMM) a Venezia riportati nell'Annuario dei Dati Ambientali dell'APAT edizione 2006 (APAT, 2006_b). Si possono notare che a valori costantemente in crescita si contrappone un periodo di stasi o adirittura un'inversione di tendenza dopo il 1970 con la chiusura dei pozzi dai quali venivano effettuati massicci prelievi d'acqua dalle falde dell'entroterra lagunare, soprattutto per le esigenze industriali di Porto Marghera (FERLA *et alii*, 2007).

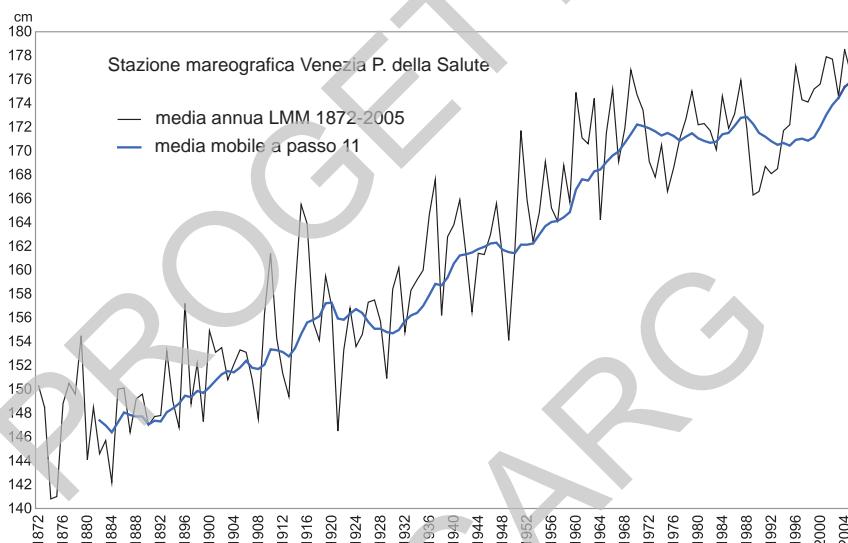


Fig. 6 - Stazione mareografica di Venezia Punta della Salute. Andamento del LMM del periodo 1872-2005 e media mobile a passo 11 (modificato da FERLA *et alii*, 2007).

2.2. - APPORTI FLUVIALI

In Adriatico il sedimento fluviale proviene quasi esclusivamente dalla parte settentrionale e occidentale del bacino, con un contributo attuale combinato di $51,7 \times 10^6 \text{ t a}^{-1}$ di carico sospeso medio così suddiviso (Fig. 7; Tab. 1): $3 \times 10^6 \text{ t a}^{-1}$ dai fiumi alpini orientali, $15 \times 10^6 \text{ t a}^{-1}$ dal Fiume Po, $32,2 \times 10^6 \text{ t a}^{-1}$ dai fiumi appenninici e $1,5 \times 10^6 \text{ t a}^{-1}$ dai fiumi che si trovano a sud del Promontorio del

Gargano (FRIGNANI & LANGONE, 1991; FRIGNANI *et alii*, 2005; MILLIMAN & SYVITSKI, 1992; CATTANEO *et alii*, 2003). I fiumi appenninici hanno, nell'insieme, deflusso torbido unitario (definito come il deflusso torbido totale diviso per la superficie del bacino di drenaggio fluviale in un anno) nettamente superiore a quello del Po (Tab. 1). Il bacino del Po include aree di accumulo nevoso nelle sue parti più elevate sia sulle Alpi che sugli Appennini, e questo determina aumenti nel trasporto durante la tarda primavera.

Tab. 1 - *Apporti solidi attuali al bacino Adriatico.*

	Deflusso turbido	Area di drenaggio	Deflusso turbido unitario
	10^6 t a^{-1}	10^3 km^2	$\text{t km}^{-2} \text{ a}^{-1}$
Fiumi alpini	3	13,5	222
Fiume Po	15	54	280
Fiumi appenninici	32	23	1400
Fiumi a sud del Gargano	1,5	5,9	255

La ripartizione degli apporti attuali può essere considerata rappresentativa degli ultimi 5.500 anni (fase di stazionamento alto del livello del mare tardo-olocenico) e può spiegare la natura composita del cuneo fangoso (*HST*) depositatosi durante questo periodo lungo il margine occidentale del bacino (CATTANEO *et alii*, 2003, 2004 e 2007; Fig. 3c). L'importanza relativa dei vari apporti documenta il rapido avanzamento del delta padano successivo al 1500, avvenuto durante l'intervallo della Piccola Età Glaciale (CIABATTI, 1967; BONDESAN *et alii*, 1995a; CORREGGIARI *et alii*, 2001, 2005a, 2005b). Recenti studi hanno evidenziato che l'accentuata progradazione del delta del Po può aver ristretto l'efficacia della corrente geostrofica costiera aumentando la capacità di trattenere sedimento da parte del fronte deltizio e diminuendo il trasporto lungo il margine appenninico. Questa tendenza potrebbe causare un'aumento della velocità di progradazione del delta in un futuro (BEVER *et alii*, 2009).

Il cambiamento nel regime di portata del fiume Po dagli anni '60 ad oggi è riassunto dalla figura 8 dove la media annuale delle portate solide è confrontata con la media annuale delle portate alla stazione di Pontelagoscuro (CORREGGIARI *et alii*, 2005). Infatti dal 1918 al 1960 le portate liquida e solida hanno avuto un andamento correlabile con medie dell'ordine rispettivamente di $49,6 \text{ km}^3$ e $13,3 \text{ t/anno}$, mentre nel periodo successivo 1961-1987 le portate liquide si hanno mantenuto valori medi simili, $48,2 \text{ km}^3$, ma quelle solide sono drasticamente diminuite con valori medi nel periodo di $9,3 \text{ t/anno}$. La causa di questo decremento può essere attribuita ad una serie di fattori antropici dal rimboschimento post-bellico dei versanti, alla costruzione di dighe, alle estese

opere di regimentazione del Po e dei suoi affluenti oltre che al dragaggio di inerti in alveo (Fig. 8).

2.2. 1– *Sistemi fluviali alpini*

I principali fiumi alpini che alimentano l’Adriatico a nord del fiume Po sono, da SE a NO, l’Adige, il Brenta, il Sile, il Piave, il Livenza, il Tagliamento e l’Isonzo. I dati sulla variazione della portata e del trasporto solido sono riassunti in tabella 2 (SURIAN E RINALDI, 2003). Durante la loro evoluzione i fiumi alpini hanno ripetutamente cambiato il loro corso creando dei sistemi alluvionali ben definiti allungati fino al mare (COMEL 1982, CASTIGLIONI 1999), oggi descritti come megaconoidi - *megafan* (FONTANA *et alii*, 2004; MOZZI 2005, FONTANA 2006a,b,). Complessivamente questi corpi sedimentari presentano un’evidente continuità spaziale dallo sbocco in pianura alle zone costiere e una caratteristica selezione granulometrica dei sedimenti che passano da ghiaie a sabbie, limi e argille (Fig. 9; FONTANA, 2008; FONTANA *et alii*, in stampa).

Un’altra caratteristica delle pianure a nord dell’Adriatico è la presenza delle risorgive ovvero di un allineamento di sorgenti quasi continuo che separa l’alta pianura dalla bassa pianura rendendo quest’ultima un ambiente molto ricco di acque superficiali. La linea delle risorgive è una fascia di ampiezza variabile: il limite inferiore è dato dall’affioramento dei livelli impermeabili; quello superiore, invece, dipende dalla portata della falda e dalla geometria dei depositi ghiaiosi sabbiosi dell’alta pianura. Tra i fiumi Isonzo e Tagliamento, ad esempio, si calcola che la portata media delle risorgive sia $80 \text{ m}^3 \text{s}^{-1}$

La fascia delle risorgive alimenta una gran parte dei fiumi di risorgiva e nel contempo rifornisce molte falde artesiane di pianura. Nella figura 9 è evidenziato in tratteggio il limite nord delle risorgive. La caratteristica dei fiumi di risorgiva è quella di avere una portata quasi costante nell’arco dell’anno e uno scarso trasporto solido dato che si originano in pianura e non ricevono apporti di materiale terrigeno; tra questi i più importanti sono da est il fiume Stella, il Lemene, il Livenza, il Sile ed il Bacchiglione affluente del Brenta.

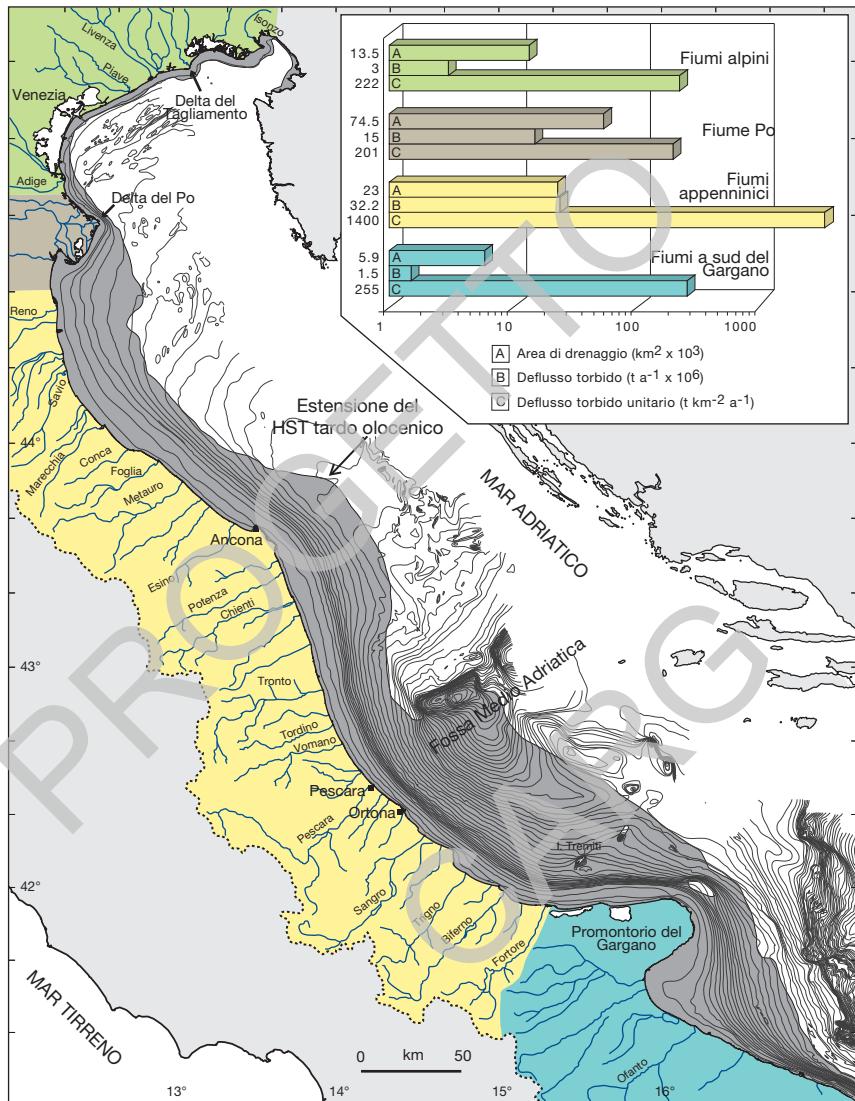


Fig. 7 - Distribuzione dei depositi tardo-olocenici di stazionamento alto in Adriatico (area grigia) ed estensione dei principali bacini di drenaggio fluviale. Si noti che i fiumi appenninici nel loro insieme hanno il massimo trasporto solido unitario a causa del maggiore rilievo e della maggiore erodibilità dei terreni (modificato da MILLIGAN & CATTANEO, 2007).

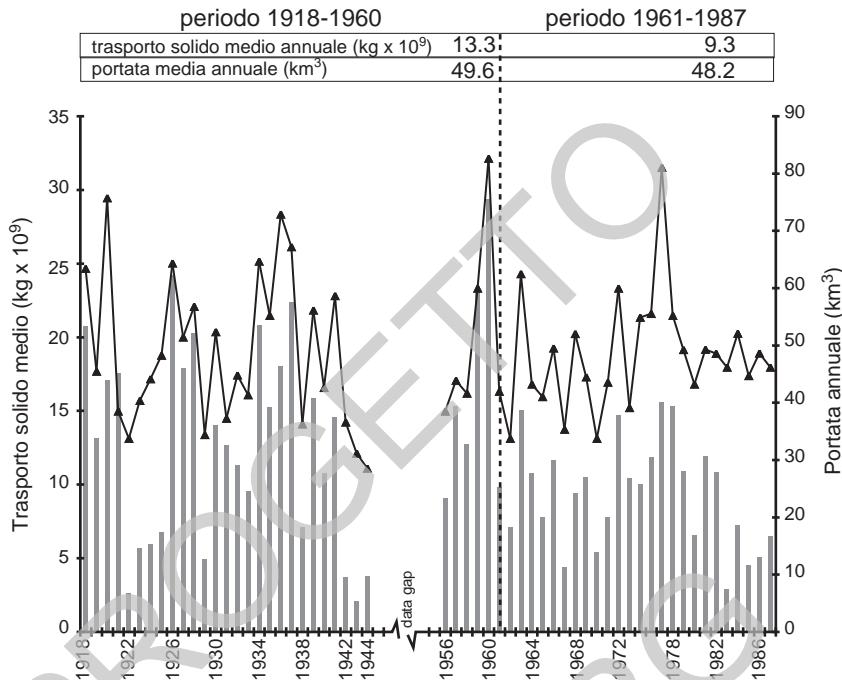


Fig. 8 - Serie temporale del trasporto solido medio (istogrammi, con scala delle unità a sinistra) e della portata annuale (linea nera, scala a destra) del fiume Po nel periodo tra il 1918 e il 1987 con una interruzione tra il 1945 e il 1955. L'anno 1960 segna una netta diminuzione nel trasporto solido dovuta probabilmente all'impatto antropico (costruzione di dighe). Modificato da CORREGGIAI et alii, 2005b.

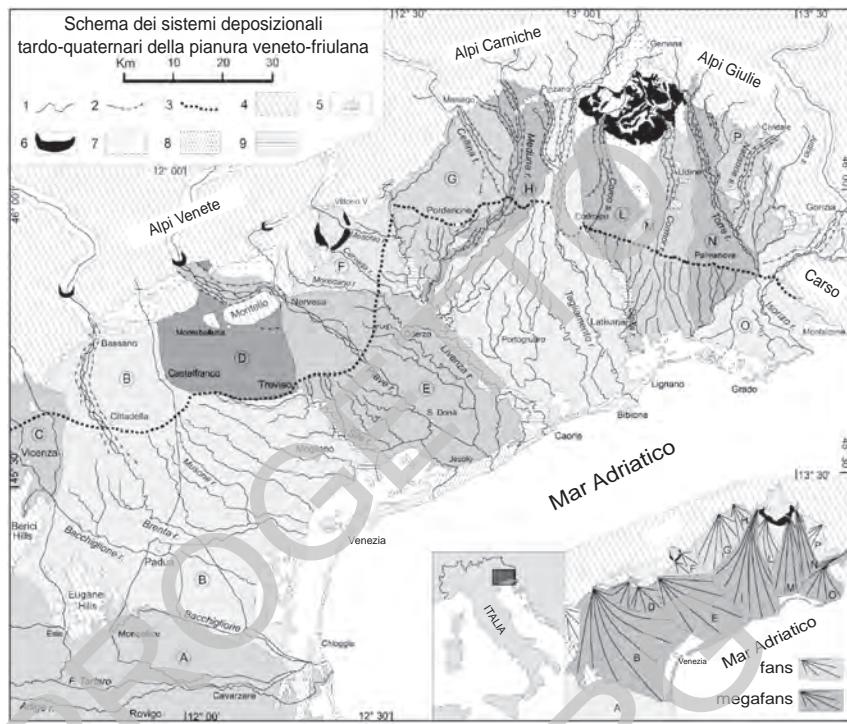


Fig. 9 - Distribuzione areale dei megafan e delle conoidi della pianura veneto friulana: (1) fiumi, (2) scarpate fluviali, (3) limite nord delle risorgive, (4) rilievi montuosi, (5) terrazzi tettonici, (6) sistemi morenici, (7) depositi intermontani, (8) sistemi deltizi e costieri (9) sistemi fluviali alimentati dai principali fiumi di risorgiva. Aree in grigio: (A) piana alluvionale dell'Adige, (B) megafan del Brenta, (C) Conoide dell'Aslico, (D) megafan Montebelluna, (E) megafan del Piave, (F) conoide Monticano-Cervada-Meschio, (G) conoide del Cellina, (H) conoide del Meduna, (I) megafan del Tagliamento, (L) conoide del Corno, (M) megafan del Cormor, (N) megafan del T. Torre, (O) megafan dell'Isonzo and (P) conoide del Natisone (modificato da FONTANA et alii, 2008).

Tab. 2 – Caratteristiche idrologiche dei maggiori fiumi alpini della pianura veneto-friulana (SURIAN & RINALDI, 2003; FONTANA, 2008).

Fiume	Bacino km ²	Lungh. km	Quota max del bacino m	Precipitazioni annue medie mma ⁻¹	Portata media annua m ³ s ⁻¹	Portata di picco m ³ s ⁻¹
Po	70091	651	4799	1106	1470	11800
Adige	11954	410	3890	933	220	4000
Brenta	1787	160	3079	1386	71	2810
Piave	3899	222	3162	1330	132	4250
Tagliamento	2580	172	2696	2150	109	4500
Isonzo	3430	140	2760	1800	230	4400

2.3. – LE LAGUNE DELL’ADRIATICO SETTENTRIONALE

L’area costiera del foglio NL33-7 Venezia da est verso ovest è caratterizzata da un complesso sistema di zone di transizione, lagune e valli che comprende le zone umide più estese del nord Italia. Infatti, a fronte di una superficie di 4430 km² di mare le lagune occupano circa 820 km² pari a un quinto dell’area marina adiacente.

Le lagune di Marano e di Grado, estese su di un’area di circa 160 km², sono le più settentrionali del mare Adriatico e, conseguentemente, dell’intero Mediterraneo. Il sistema lagunare friulano è delimitato a Est dal fiume Isonzo e a Ovest dal fiume Tagliamento, lungo un arco di circa 32 km per una larghezza media di circa 5 km. Dal punto di vista idrologico, la laguna di Marano, è caratterizzata da un elevato apporto idrico, dato che raccoglie i maggiori fiumi di risorgiva della bassa pianura. Questa laguna ha mantenuto quasi intatta la sua fisionomia originaria e le bonifiche del XX secolo non hanno intaccato gli specchi d’acqua maggiori. Le escursioni di marea hanno valori tipici attorno ai 60 cm e valori massimi (maree sizigiali) di 100 cm (BRAMBATI, 1970; RAFVG, 1986).

La laguna di Caorle è caratterizzata principalmente da valli da pesca arginate ed occupa un’area di ca. 20 km² di cui solo il settore centrale è stato risparmiato dalle bonifiche. La laguna è bordata da un argine perimetrale che la separa dalle zone bonificate, parzialmente inondate dalla forte mareggiata del 1966 (BONDESAN *et alii*, 1995).

La Laguna di Venezia con una superficie di 550 km² è una delle più vaste zone umide del Mediterraneo. E’ divisa dal mare da un cordone litoraneo che si sviluppa per circa 60 km dalla foce del fiume Adige a quella del fiume Piave,

interrotto dalle bocche di porto di Lido (800 m ca. di larghezza), Malamocco (400 m) e Chioggia (380 m). All'interno del bacino lagunare si trovano oltre 50 isole, circa 70 km² di barene (terreni bassi sull'acqua, coperti da vegetazione alofita), ed una rete di canali di 1580 Km che assicura la propagazione delle correnti di marea fino al confine con la terraferma.

Le lagune del complesso sistema del delta del fiume Po fino a Scardovari comprendono: la laguna di Caleri che si estende per circa 11 km², la laguna di Marinetta, la Laguna di Vallona mentre verso sud, superata la foce del Po di Maistra, si trova la laguna di Barbamarco e occupano complessivamente 90 km². La tendenza antropica a mantenere inalterate le aree lagunari, che per loro stessa definizione sono soggette a continui cambiamenti sotto l'azione dei fiumi e del mare, ha reso questi ambienti estremamente vulnerabili ai cambiamenti climatici globali.



Fig. 10 - Immagine del satellite MODIS (fornita da ONR) dell'area che comprende le lagune del delta del fiume Po, la laguna di Venezia, il sistema lagunare di Caorle, e la laguna di Marano e Grado ad est del delta del fiume Tagliamento.

3. – ASSETTO GEOLOGICO E STRATIGRAFICO DEL BACINO ADRIATICO

Nel quadro geologico regionale l'Adriatico rappresenta l'avampaese delle catene appenninica e dinarica ed è caratterizzato da una crosta continentale con spessore dell'ordine dei 30-32 km che si riduce a valori prossimi a 24 km nell'Adriatico meridionale e nel Gargano (GEISS, 1987; NICOLICH & DAL PIAZ, 1991; CASSINIS *et alii*, 2003; DEZES & ZIEGLER, 2008). La parte occidentale dell'Adriatico centro-settentrionale è occupata da un bacino di avanfossa plio-quaternario che rappresenta la più recente di una serie di avanfosse originatesi durante la formazione della catena appenninica e migrate successivamente verso est (RICCI LUCCHI, 1986; ARGNANI & RICCI LUCCHI, 2001). L'avanfossa padano-adriatica è delimitata verso ovest dal fronte più esterno della catena appenninica, di età pliocenico-quaternaria. Questo fronte, presente nel sottosuolo della pianura padana e nel mare Adriatico, nel settore prospiciente le coste italiane, si presenta articolato in una serie di archi (PIERI & GROPPY, 1981; CASTELLARIN & VAI, 1986; VAI, 1988): l'arco del Monferrato, l'arco emiliano, l'arco ferrarese-romagnolo e l'arco adriatico. Quest'ultimo presenta stili strutturali molto variabili (ARGNANI *et alii*, 1991, 1993; ARGNANI & GAMBERI, 1997). In alcune aree la deformazione frontale è diffusa su zone abbastanza ampie che passano gradualmente all'avampaese (*low strain front end*; MORLEY, 1986) mentre in altre si concentra su una fascia ristretta nettamente separata dall'avampaese indeformato (*high strain front end*; MORLEY, 1986). Secondo alcuni autori (SCROCCA, 2006), il fronte appenninico settentrionale sarebbe tuttora attivo sia nella Piana del Po che nel settore dell'Adriatico Centrale posto a nord del sistema delle Tremiti, e si troverebbe in posizione molto più avanzata rispetto a quanto comunemente accettato in letteratura (es. BIGI *et alii*, 1990). Il fronte centro adriatico sarebbe dislocato da una faglia trascorrente litosferica rispetto al fronte appenninico meridionale, che si trova in posizione più arretrata, proprio all'altezza delle Tremiti. Questa segmentazione rifletterebbe un diverso grado di arretramento dello *slab* di subduzione appenninico, dovuto alla differenza di spessore litosferico tra Puglia (spessore maggiore) e Adriatico centrale (DOGLIONI *et alii*, 1994).

Nel bacino di avanfossa la superficie che rappresenta la base della successione plio-quaternaria si trova flessurata con pendenza verso la catena appenninica e corrisponde nei profili sismici a un forte e ben riconoscibile riflettore sul quale terminano in *onlap* i depositi plio-quaternari. Nel suo insieme l'avanfossa plio-quaternaria adriatica centro-settentrionale è caratterizzata da due depocentri separati da un'area, situata nei dintorni di Ancona, dove la base del Pliocene è più elevata e gli spessori dei depositi plio-quaternari sono più ridotti (Fig. 11; ORI *et alii*, 1986; DE ALTERIIS, 1995; ARGNANI & GAMBERI, 1997). I due depocentri di età plio-quaternaria corrispondono alle due zone di minimo delle anomalie di

Bouguer e al loro interno sono presenti depositi di avanfossa con spessori corrispondenti ad un'isocronopaca di 4 secondi (in tempi doppi). Le anomalie di Bouguer (Fig. 12) presentano un minimo a nord del Monte Conero, in continuità col minimo che marca l'avanfossa padana, e un altro minimo nella zona di Pescara, in corrispondenza del depocentro dell'avanfossa abruzzese. Le rimanenti aree adriatiche sono caratterizzate da valori che si discostano di poco dallo zero; due massimi gravimetrici sono comunque presenti nella zona del Gargano ed in Istria. Una forte anomalia positiva è presente sopra Belluno-Verona (piccolo riquadro interno alla Fig. 12b) che può essere collegata a corpi ad alta densità che si troverebbero in profondità, forse nella crosta adriatica inferiore (TRANSALP WORKING GROUP, 2002). Altre anomalie positive un po' più a sud potrebbero essere dovute all'effetto tridimensionale di corpi vulcanici dell'Eocene-Tardo Oligocene che si trovano più a ovest (DE VECCHI & SEDEA, 1995) oppure ad una moho molto superficiale dovuta ad un *forebulge* appenninico nell'area istriana (KRUSE & ROYDEN, 1994). Il massimo positivo del Gargano è invece legato alla composizione litologica di un alto strutturale presente nel basamento cristallino. La natura del basamento nella regione adriatica non è del tutto nota e solo un pozzo commerciale al largo di Venezia ha raggiunto delle plutoniti del Paleozoico inferiore; secondo VAI (2001), l'intera regione adriatica, avampaese della catena ercinica nel Paleozoico, risiede sopra un basamento Precambriano. Questa anomalia gravimetrica positiva mostra uno sviluppo verso NNE in corrispondenza di una anticlinale cartografata alla base del Plio-Quaternario, la cui espressione più profonda non è sempre chiara nei profili sismici a disposizione.

Il settore orientale dell'Adriatico è invece occupato dall'avanfossa della catena dinarica affiorante nella regione balcanica, che corrisponde alla regione con valori gravimetrici fortemente negativi nell'area adiacente le coste albanesi. Nella sua porzione centro-settentrionale, dove sono disponibili pochi dati, l'individuazione dell'avanfossa dinarica ha età precedente al Pliocene. La base del Pliocene si trova a scarsa profondità ed è sub-orizzontale, mentre al di sotto di questa superficie è visibile nei profili sismici un cuneo di sedimenti che si inspessisce rapidamente verso est e rappresenta il riempimento dell'avanfossa dinarica di età eocenica-oligocenica. Nell'Adriatico meridionale, sotto all'avanfossa plio-quaternaria evidenziata dalle anomalie di Bouguer, è presente un altro cuneo di sedimenti di età oligo-miocenica. Questo cuneo, la cui base raggiunge una profondità di 7 secondi (in tempi doppi), rappresenta il riempimento della precedente avanfossa relativa alla catena dinarico-ellenica, equivalente temporale di quella appenninica osservata più a nord (ARGNANI *et alii*, 1996). L'avampaese relativamente indeformato delle catene che circondano l'Adriatico si trova nell'Istria e nella Puglia. Queste zone sono caratterizzate da modesti spessori della successione plio-quaternaria, che spesso è assente, e da tettonica verticale di limitata entità. Tuttavia, nell'area di avampaese del Promontorio del Gargano sono presenti delle

deformazioni che indicano un campo di sforzi compressivi orientati fra N-S e NE-SO che sono stati collegati alla spinta del fronte dinarico (ORTOLANI & PAGLIUCA, 1988; BERTOTTI *et alii*, 1999). Deformazioni simili si osservano anche nell'Adriatico Centrale (ARGNANI & FRUGONI, 1997; BERTOTTI *et alii*, 2001; ARGNANI *et alii*, 2002; SCISCIANI & MONTEFALCONE, 2005; SCROCCA, 2006), associate a terremoti compressivi (VANNUCCI *et alii*, 2004).

La storia geologica dell'area adriatica riflette l'evoluzione di un margine continentale passivo, dalla sua individuazione, legata ai processi distensivi permotriassici che hanno portato alla formazione dell'oceano tetideo, alla sua incorporazione nella catena appenninica dovuta alla convergenza fra la placca africana e la placca europea. I numerosi pozzi per esplorazione petrolifera disponibili nell'Adriatico occidentale consentono di ricostruire l'evoluzione stratigrafica dell'area. A grandi linee si riconosce una successione mesozoica essenzialmente carbonatica, che passa progressivamente a depositi a prevalente composizione silicoclastica nel corso del Cenozoico. Al di sotto dei depositi plio-quaternari è stata evidenziata la presenza di successioni simili a quelle umbro-marchigiane e a quelle sudalpine. In buona parte dell'Adriatico la sedimentazione di piattaforma carbonatica viene interrotta nel Lias superiore quando, a causa del prevalere della subsidenza e di possibili concomitanti condizioni ambientali sfavorevoli, si passa alla deposizione di carbonati pelagici; solo in alcune aree meno subsidenti persiste la sedimentazione di mare basso. L'annegamento di parte delle piattaforme carbonatiche ha creato una strutturazione a piattaforme e bacini che è caratteristica del margine meridionale della Tetide (CHANNELL *et alii*, 1979; ZAPPATERRA, 1990; CASERO *et alii*, 1990; BERNOULLI, 2001) e che si ritrova in altri settori marini italiani (es. Canale di Sicilia, mare Ionio nord-orientale). Un significativo cambiamento nella sedimentazione avviene nel Terziario ed è legato all'instaurarsi della deformazione compressiva che segue la convergenza fra la placca africana e quella europea. Durante gli eventi compressivi che hanno costruito l'edificio appenninico i carbonati mesozoici depositi nel margine passivo adriatico sono stati deformati da sistemi di sovrascorimenti che ne hanno prodotto l'impilamento con traslazione verso est. Le principali superfici di scollamento di questo sistema deformativo si trovano in corrispondenza delle Anidriti di Burano (triassiche) e delle Marne a Fucoidi (aptiano-albiane) (BALLY *et alii*, 1986; HILL & HAYWARD, 1988; SAGE *et alii*, 1991). Il materiale silicoclastico prodottosi dallo smantellamento delle aree in sollevamento si mescola ai sedimenti carbonatici dando luogo ad una successione marnosa che si deposita in posizione di avampaese.

Un evento particolare si verifica nel Messiniano, quando la concomitanza di un abbassamento del livello del mare relativo e di condizioni iperaline alla scala dell'intero Mediterraneo, ha prodotto, nell'area adriatica, episodi di erosione subaerea e la deposizione di sedimenti evaporitici, dando origine ad una superficie

erosiva talvolta ben identificabile sui profili sismici. Evaporiti primarie e autoctone costituite da spessi banchi di selenite sono state messe in luce dalla correlazione di pozzi ENI-Agip S.p.A. e studi di affioramento a terra. Queste evaporiti sono state riconosciute nel sottofondo dell'Adriatico attuale in bacini tardo miocenici distensivi formatisi nel contesto delle rampe di avampaese (Roveri *et alii*, 2005). Più recentemente alcuni autori (HARDIE & LOWENSTEIN, 2004; MANZI *et alii*, 2005), riprendendo precedenti interpretazioni (RICCI LUCCHI, 1973), hanno messo in dubbio che si sia verificato un essiccamiento totale del bacino mediterraneo. Essi propendono per ritenere che i sedimenti evaporitici messiniani più profondi, soprattutto quelli di natura clastica, non siano necessariamente primari, depositi ovvero in contesti di acque basse, ma siano depositi risedimentati in profondità. Tuttavia, le evaporiti messiniane che sono presenti quasi uniformemente nell'area adriatica sembrano essersi deposte, per la maggior parte, in un ambiente di mare basso, in posizione di rampa esterna dell'avanfossa o in avampaese.

Con la progressiva migrazione verso est della catena, l'area adriatica è interessata, prima, da una deposizione in ambiente di rampa esterna rispetto alle avanfosse mioceniche e poi, nel Pliocene, diventa sede dell'attuale bacino di avanfossa presente al fronte della catena appenninica settentrionale, dove si depositano sedimenti clastici di età plio-quaternaria. La deformazione compressiva è gradualmente migrata nel tempo verso E-NE ed è stata accompagnata dalla migrazione verso E dei cunei clastici di avanfossa depositi al fronte della catena (RICCI LUCCHI, 1986; MENICHETTI *et alii*, 1991; ARTONI, 2007). La spiegazione più comune per tale migrazione è stata individuata nel possibile arretramento verso est della zona di subduzione appenninica (ROYDEN *et alii*, 1987). Tassi di migrazione dell'avanfossa verso est, nella zona al largo dell'Abruzzo, sono stati calcolati nell'ordine degli 11-17 mm/a per l'intervallo compreso tra 4,15 e 1,5 Ma (CARRUBA *et alii*, 2003; 2005; vedi anche ARTONI, 2007). Una serie di bacini di avanfossa si riconosce, infatti, da ovest verso est, nell'Appennino settentrionale. I bacini più antichi, localizzati in posizione più occidentale, sono stati deformati durante gli eventi compressivi successivi alla loro deposizione e si trovano incorporati nella catena (RICCI LUCCHI, 1986; ARGNANI & RICCI LUCCHI, 2001). L'attuale avanfossa è ubicata nella pianura padana e nel mare Adriatico e il suo riempimento consiste di sedimenti clastici di età pliocenica-quaternaria. Gli spessori maggiori, fino a 6.000 m, poggianti in *onlap* su successioni mioceniche deposte nelle parti distali delle precedenti avanfosse, si trovano nel bacino Adriatico settentrionale e sono documentati nel Foglio NL33-10 Ravenna. Verso sud gli spessori maggiori si trovano a terra, nell'avanfossa abruzzese, mentre a mare i depositi vanno sempre più riducendosi, raggiungendo i valori minimi, attestabili intorno ai 200-400 m, in corrispondenza delle zone distali del Gargano e delle Tremiti. Anche verso nord gli spessori

dell'avanfossa appenninica si riducono drasticamente (Fig. 13). L'instaurarsi dell'avanfossa nel Pliocene inferiore è caratterizzato da un rapido approfondimento del bacino e dalla deposizione di argille di mare profondo e torbiditi con dispersione longitudinale (ARGNANI & RICCI LUCCHI, 2001). Il Pliocene superiore è caratterizzato dalla formazione di faglie e il piegamento dei sedimenti al fronte della catena. La successiva diminuzione dei tassi di subsidenza ha causato il riempimento del bacino fino all'instaurarsi di condizioni di mare basso con caratteristiche progradazioni deltizie, provenienti prima dall'Appennino, poi dal Po (RICCI LUCCHI *et alii*, 1982, SCHWANDER, 1989; ORI *et alii*, 1986).

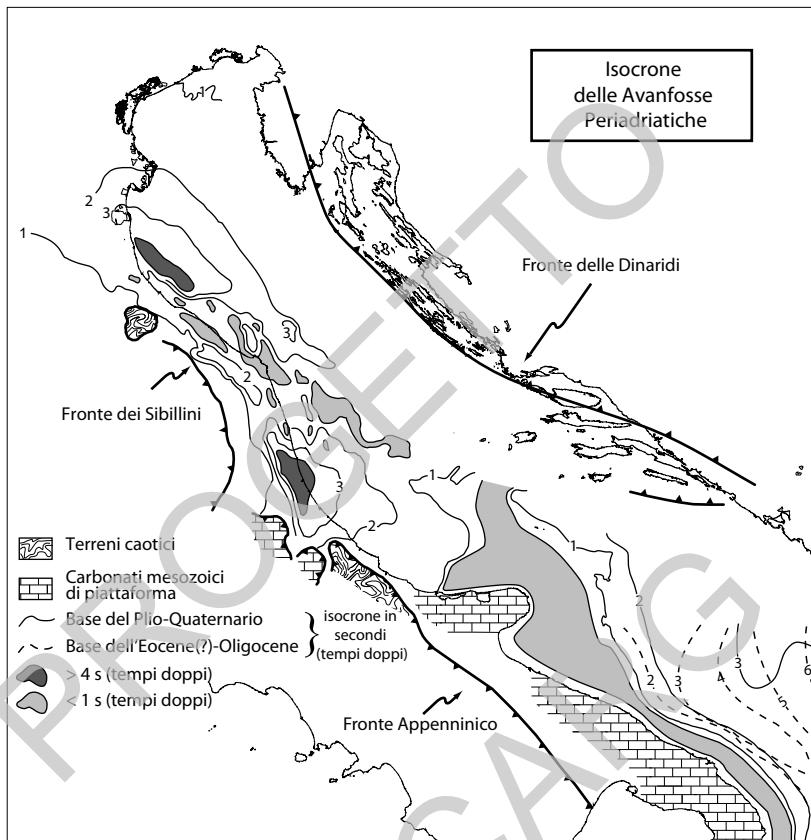


Fig. 11 - Isocrone (tempi doppi in secondi) della base della successione plio-quaternaria nell'Adriatico occidentale (linee continue) e della successione eocenica (?) - oligocenica in quello orientale (linee tratteggiate). Le due successioni costituiscono il riempimento dell'avanfossa adriatica e di quella albanese. L'incertezza nella datazione della base dell'avanfossa albanese è dovuta alla scarsità di pozzi lungo la costa ex-jugoslava. Nell'Adriatico centro-settentrionale, data la bassa profondità dei fondali, l'andamento delle isocrone tende a coincidere con quello degli spessori della successione. Sono evidenziati con toni di grigio scuro i due principali depocentri dell'avanfossa appenninica, separati da un'area a topografia più elevata che corrisponde alla zona del Conero.

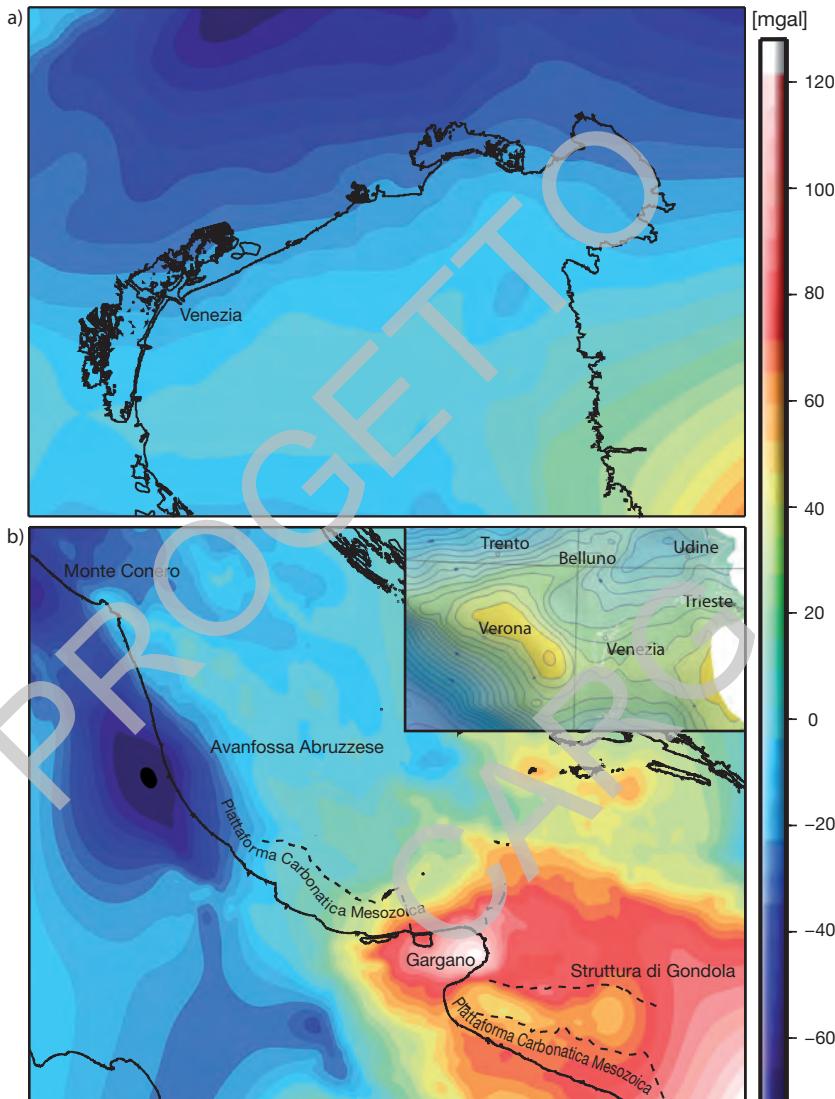


Fig. 12 – Carta delle anomalie gravimetriche di Bouguer nell'area del bacino Adriatico settentrionale (a) e centro-meridionale (b). Le anomalie sono espresse in milligal e sono tratte dalla Carta Gravimetrica d'Italia, scala 1 : 1.250.000, a cura di FERRI et alii (2005). In b) un piccolo riquadro mostra le anomalie positive al di sotto della regione compresa tra Verona e Belluno.

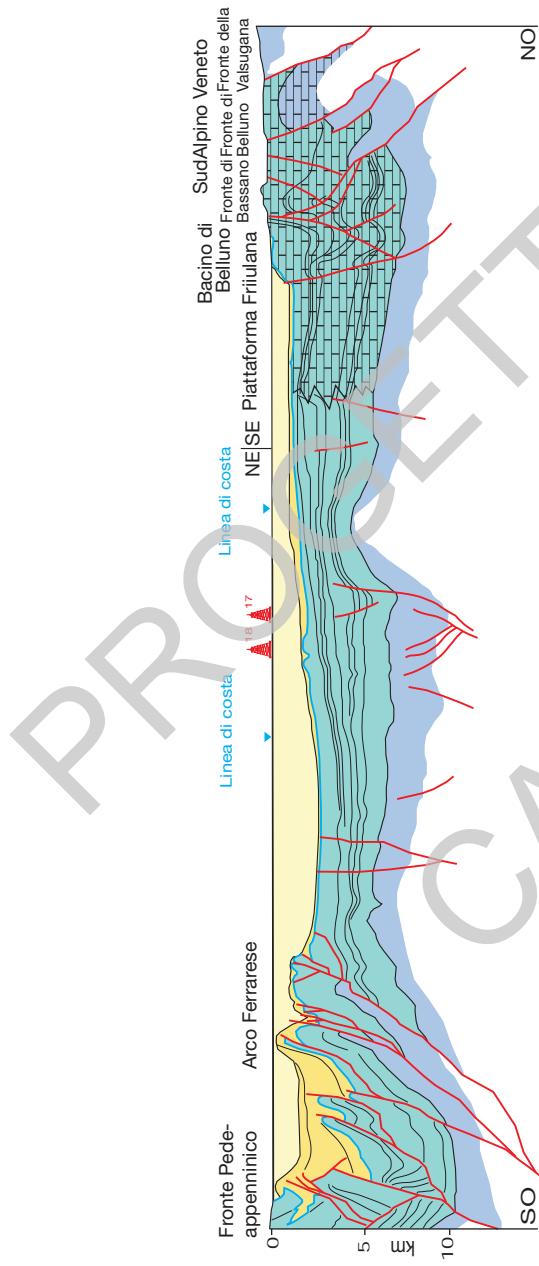


Fig. 13 – Sezione regionale che illustra la geometria della *avanfossa appenninica* nella zona del bacino adriatico settentrionale (modificata da FANTONI & FRANCIOSI, 2008b). Per una più accurata localizzazione della sezione si veda la Fig. 36 nel capitolo VI, paragrafo 2.

4. - VARIAZIONI DI LIVELLO DEL MARE NEL TARDO PLEISTOCENE-OLOCENE

4.1. - LE VARIAZIONI DI LIVELLO DEL MARE RELATIVO

Il livello del mare non è uniforme sul Pianeta a causa della distribuzione disomogenea delle masse terrestri. Ad esempio il livello degli oceani è più alto nel Pacifico rispetto all'Atlantico e all'equatore rispetto ai poli. Altri fattori che influenzano variazioni spaziali del livello del mare sono legati alla distribuzione disomogenea degli apporti fluviali lungo le coste e l'evoluzione tettonica dei margini continentali. Oltre alla disomogeneità spaziale il livello del mare subisce significative variazioni a tutte le scale temporali, dai cicli glaciali alle variazioni nelle condizioni meteorologiche (venti e variazioni della pressione atmosferica), oceanografiche (correnti) e di marea. I fattori che modificano temporaneamente il livello del mare variano quindi tra quelli ad alta frequenza (giornaliera o stagionale) come le maree astronomiche a quelli a bassa frequenza come i cambiamenti climatici globali. Il termine *livello del mare relativo* si riferisce al movimento combinato del fondo e del livello eustatico che definisce lo spazio disponibile per l'accumulo dei sedimenti e riflette la variazione di tre componenti principali: 1) – Eustatismo, legato a variazioni globali nel volume delle masse d'acqua (in relazione alla crescita/collasco delle calotte glaciali continentali e alla contrazione/espansione termica delle masse d'acqua), o nella dimensione dei bacini oceanici (a causa di variazioni nel tasso di accrescimento delle dorsali oceaniche e/o a cambiamenti nello stato di deformazione delle placche litosferiche); 2) – Subsidenza, che consiste in movimenti regionali di abbassamento del fondo marino dovuti a raffreddamento della litosfera, carico tettonico e/o carico da parte dei sedimenti; 3) – Compattazione, che induce movimenti del fondo marino di carattere locale per espulsione di fluidi, avvicinamento dei clasti sedimentari ad opera del carico sovrastante o alla presenza di livelli particolarmente comprimibili (come ad esempio quelli torbosi). La compattazione dei sedimenti può essere causata anche da carichi artificiali come dalla costruzione di grandi infrastrutture e di aree urbanizzate in zone deltizie dove i depositi si sono accumulati molto velocemente (MAZZOTTI *et alii*, 2009; TÖRNQVIST *et alii*, 2008; TERZAGHI & PECK, 1967; TOSI *et alii*, 2009).

Anche se non uniformi da luogo a luogo, la subsidenza e la compattazione aggiungono spazio per la sedimentazione a quello esistente, mentre la variazione eustatica può aggiungere o togliere spazio rispettivamente in condizioni di innalzamento o abbassamento del livello marino. Data l'interferenza di numerosi fattori (eustatici e locali) attivi contemporaneamente ma su scale temporali diverse, le variazioni del livello del mare relativo lasciano un impatto sull'architettura dei margini continentali che è estremamente complesso e

variabile da zona a zona e nel tempo. Questo impatto è particolarmente evidente e meglio registrato, in genere, su sistemi costieri (aree di delta o di barriera-laguna) o di piattaforma continentale. In condizioni di risalita del livello del mare relativo sono possibili regressione deposizionale, aggradazione o trasgressione (cioè spostamento della linea di riva verso terra) a seconda che gli apporti eccedano, compensino o non raggiungano la velocità con cui viene creato spazio di ricezione sul margine (VAIL *et alii*, 1977; JERVEY, 1988; THORNE & SWIFT, 1991). In condizioni di caduta relativa del livello del mare si avrà inevitabilmente uno spostamento verso il largo della linea di riva (TRINCARDI & FIELD, 1991; POSAMENTIER *et alii*, 1992). La deposizione e preservazione di depositi costieri durante tale processo è funzione di molteplici parametri tra cui la morfologia del margine e il tasso della successiva risalita del livello marino (HELLAND-HANSEN & GJELBERG, 1994; TRINCARDI & CORREGGARI, 2000).

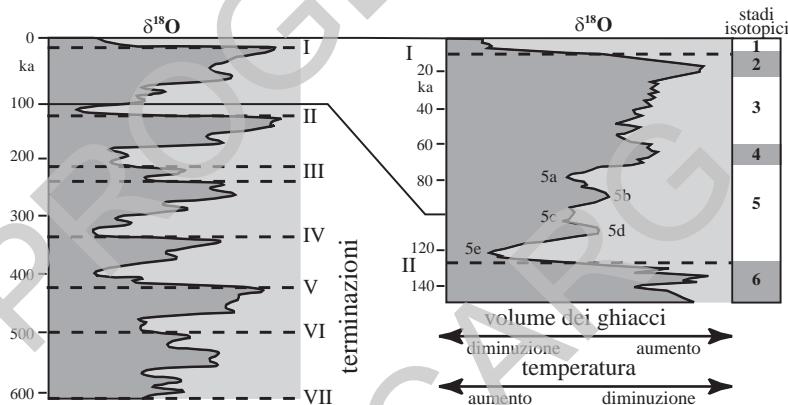


Fig. 14 – Successione degli intervalli glaciali quaternari e posizione delle principali terminazioni che separano periodi glaciali e interglaciali (modificato da MARTINSON *et alii*, 1987).

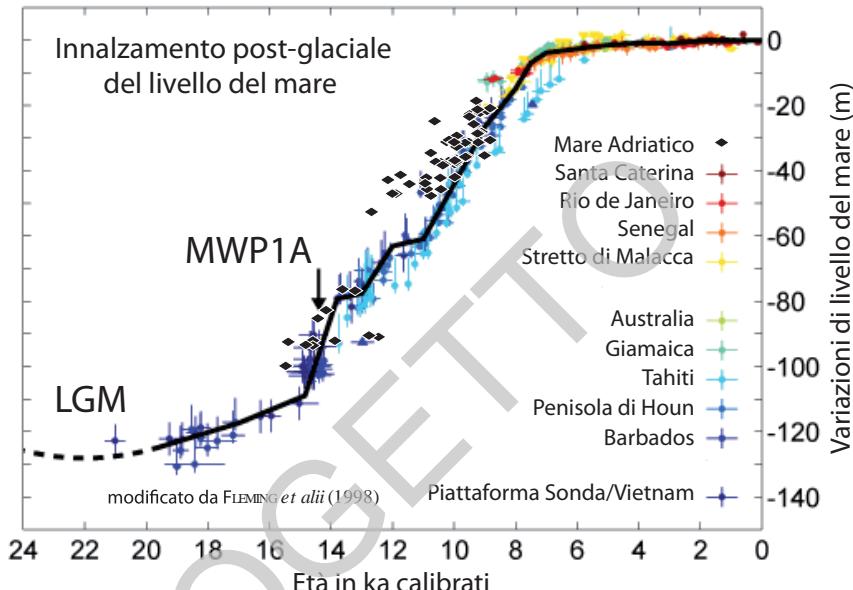


Fig. 15 - Curva di risalita del livello del mare tardo-quaternaria che comprende le datazioni acquisite in molte piattaforme continentali. Le datazioni relative ai campioni paralici adriatici acquisiti durante il progetto CARG sono rappresentati in nero (modificato da FLEMING et alii, 1998).

4.2. - I CICLI GLACIO-EUSTATICI QUATERNARI

Per la loro ampiezza e frequenza, le oscillazioni glacio-eustatiche durante il Quaternario, e soprattutto negli ultimi 800.000 anni (Fig. 14), hanno avuto un impatto rilevante sulla sedimentazione dei margini continentali, determinando il ripetuto passaggio da condizioni deposizionali (favorevoli alla sedimentazione) a condizioni erosive (esposizione subaerea). Le maggiori oscillazioni glacio-eustatiche sono state superiori a 100 m di ampiezza provocate sia fattori esterni come quelli astronomici sia processi interni al nostro pianeta, dalla circolazione atmosferica e oceanica al vulcanesimo, all'instabilità intrinseca delle calotte glaciali.

Durante l'ultima parte del Quaternario, il rapido succedersi di condizioni glaciali e temperate si è tradotto in ripetute fluttuazioni del livello del mare. Queste fluttuazioni sono state tutte caratterizzate da fasi prolungate di caduta del livello marino e contemporaneo accrescimento delle calotte glaciali, separate da

intervalli, detti anche terminazioni, di rapida risalita e scioglimento delle calotte glaciali (Fig. 14). Su tutti i margini continentali è ben evidente l'impronta lasciata dall'ultima oscillazione del livello marino avvenuta durante l'ultimo ciclo glaciale-interglaciale (ultimi 120.000 anni). Questa oscillazione è iniziata con una caduta del livello marino successiva allo stazionamento alto dell'Eemiano (stadio isotopico 5e) intervallata a periodi più o meno prolungati di risalita (parte dello stadio isotopico 3) ed è culminata nell'ultimo massimo glaciale (tra 23 e 16 ka BP, stadio isotopico 2).

4.3. - L'ULTIMA RISALITA DEL LIVELLO DEL MARE

L'ultima risalita del livello del mare ha avuto un andamento molto complesso, caratterizzato da fasi estremamente rapide di risalita alternate ad episodi di stasi (FAIRBANKS, 1989; FAIRBANKS *et alii*, 1992). In generale, questa risalita del livello del mare è stata causata dallo scioglimento delle calotte glaciali continentali dell'emisfero settentrionale e della destabilizzazione, più o meno contemporanea, dei ghiacci dell'Antartide occidentale (ANDERSON & THOMAS, 1991; FLEMING *et alii*, 1998; PELTIER & FAIRBANKS, 2006, BARD *et alii*, 2010). La curva di risalita del livello del mare è stata definita con sempre maggiore precisione grazie agli avanzamenti nelle metodologie geocronologiche e nelle tecniche di indagine sismica ad altissima risoluzione che hanno permesso di individuare sistemi deposizionali sommersi, variamente anegati e/o rimaneggiati (Fig. 15).

Anche se molti aspetti sono tuttora in discussione, appare accettato il succedersi di due, forse tre, fasi principali di fusione delle calotte glaciali. La prima di queste sembra essere la più importante, con tassi di risalita del livello del mare relativo fino a 19 m in 500 anni centrata sui 13.800 anni BP (BARD *et alii*, 1996). Le successive fasi di accelerazione della risalita del livello del mare sono centrate rispettivamente alla fine dell'intervallo freddo dello *Younger Dryas* (FAIRBANKS, 1989; BARD *et alii*, 1990) e a circa 8000 anni cal. BP (BLANCHON & SHAW, 1995; LOCKER *et alii*, 1996). Studi approfonditi sulla morfologia dei depositi trasgressivi di ambiente costiero su alcuni margini non interessati da aggiustamento glacio-isostatico mostrano chiare evidenze di ulteriori salti bruschi ed in periodi di tempo molto brevi, anche se di ordine minore nella risalita eustatica (BARD *et alii*, 2010).

5. - LA PIATTAFORMA ADRIATICA NEL TARDO PLEISTOCENE-OLOCENE

I depositi tardoquaternari del bacino adriatico sono stati oggetto di numerosi studi a scala locale e regionale (BONATTI, 1967; MARINO & PIGORINI, 1969; BRAMBATI & VENZO, 1967; FONTES & BORTOLAMI, 1973; CIABATTI *et alii*, 1987, COLANTONI *et alii*, 1979; 1990, FERRETTI *et alii*, 1986; SAVELLI *et alii*, 1990). Nel corso della risalita del livello marino successiva all'ultimo acme glaciale il bacino epicontinentale Adriatico ha registrato un aumento di circa 8 volte della superficie sommersa (Fig. 16; CATTANEO & TRINCARDI, 1999). Una sintesi dei dati disponibili all'inizio degli anni '90 ha permesso la descrizione delle superfici di discontinuità entro la sequenza deposizionale tardoquaternaria, dell'architettura del sistema trasgressivo in Adriatico e di un diagramma cronostratigrafico semplificato (TRINCARDI *et alii*; 1994). In questo lavoro sono stati distinti due tipi di depositi trasgressivi separati da una superficie di trasgressione erosiva diacrona (superficie di *ravinement*) solitamente associata a depositi bioclastici rimaneggiati e facilmente individuabile in carota (CATTANEO & STEEL, 2002): i depositi trasgressivi al di sotto di tale superficie sono sempre riconducibili ad ambienti transizionali o continentali, mentre quelli al di sopra sono caratteristici di ambiente marino (spiaggia sommersa o più profondo). In figura 17 sono rappresentati, lungo una sezione da Venezia al promontorio del Gargano, tutti i tipi di depositi trasgressivi presenti nel bacino adriatico. Si nota che i depositi trasgressivi presenti nella piattaforma settentrionale riflettono gli esigui apporti di sedimento che caratterizzano tutta la costa settentrionale del bacino (CORREGGIARI *et alii*, 1996).

La piana costiera corrispondente al Foglio NL 33-7 Venezia comprende una parte di territorio attualmente sotto il livello del mare nella zona del delta del Po. In quest'area, ad eccezione degli argini artificiali, che si elevano fino ad alcuni metri dal piano campagna, il dislivello tra elementi morfologico-deposizionali contigui è raramente superiore ai 2 m (BONDESAN *et alii*, 1995a, b; CASTIGLIONI *et alii*, 1990). Studi stratigrafici su depositi tardoquaternari nel sottosuolo delle aree di pianura e costiere a terra del Foglio NL 33-7 Venezia sono stati condotti da AMOROSI *et alii* (2008a, 2008b), nella piana costiera. Questi studi e la recente cartografia geologica in aree di pianura e al 50.000 (Carta Geologica d'Italia in scala 1:50.000, Foglio 128-Venezia, 2007; Foglio 148-149 Chioggia-Malamocco, 2007) mettono in evidenza la presenza nel sottosuolo di depositi riferibili a un ciclo trasgressivo-regressivo di età quaternaria.

Durante le fasi dell'ultima risalita glacio-eustatica le diverse porzioni del bacino nord adriatico subirono modifiche diverse in funzione della diversa fisiografia. Nelle aree orientali dove la costa è alta e rocciosa la linea di riva odierna del mare coincide con quella raggiunta nel postglaciale, mentre nelle aree

in cui sfociano i fiumi alpini la sedimentazione durante l'Olocene ha dato luogo ad un ciclo trasgressivo-regressivo con un'ingressione marina documentata dalla fascia più o meno espansa di depositi lagunari rappresentati nella figura 18 e relative sezioni (AMOROSI *et alii*, 2008b; FONTANA, 2008 e 2006). A sud della laguna di Venezia il ciclo trasgressivo regressivo è ben visibile mentre verso nord la posizione più interna raggiunta dal mare è in genere meno lontana dalla linea di costa attuale (BONDESAN & MENEGHEL, 2004; TOSI *et alii*, 2007a, b; FONTANA, 2008). Numerose pubblicazioni hanno messo in luce, in alto Adriatico, la presenza di corpi trasgressivi anegati e parzialmente riequilibrati in forme di fondo sabbiose subacquee (dune) che poggiano su depositi alluvionali (CAVALERI & STEFANON, 1980; NEWTON & STEFANON, 1982; CORREGGIARI *et alii*, 1996a). Queste dune sabbiose, alte circa 1-3m e larghe 80-700m, sono prodotte attraverso la rielaborazione di depositi costieri, sommersi durante le fasi finali della trasgressione e successivamente rimodellati dai processi marini (CORREGGIARI *et alii*, 1996a).

6. - I DEPOSITI DI STAZIONAMENTO ALTO TARDO-OLOCENICI IN ADRIATICO SETTENTRIONALE

Il sistema di stazionamento alto in Adriatico costituisce un cuneo composito formato da apparati di prodelta coalescenti distribuiti in una fascia a ridosso della costa sul lato occidentale del bacino (CORREGGIARI *et alii*, 2001; CATTANEO *et alii*, 2007). Questi apparati presentano età variabili e, nella porzione di costa corrispondente alla pianura padana e al delta del Po, mostrano età decrescente da sud verso nord (ROVERI *et alii*, 2001). Nelle zone più esterne dei settori settentrionale e centrale dell'Adriatico il fondale non è attualmente sede di sedimentazione e coincide quindi con la superficie erosiva formatasi durante l'ultima risalita del livello del mare. Il sistema di stazionamento alto nella porzione più settentrionale del bacino adriatico risulta più espanso in prossimità dei prodelta dei fiumi più importanti quali l'Isonzo, il Tagliamento, l'Adige, dove le geometrie dei clinoformi registrano i cambiamenti di tracciato fluviale avvenuti in età storica (AMOROSI *et alii*, 2008b; BONDESAN & MENEGHEL, 2004; BRAMBATI & VENZO, 1967; MAROCCO, 1989 e 1991; Fig. 18) Gli esigui spessori del cuneo di stazionamento alto riflettono il minor apporto di sedimenti dal sistema idrografico alpino (FONTANA, 2006; CATTANEO *et alii*, 2007).

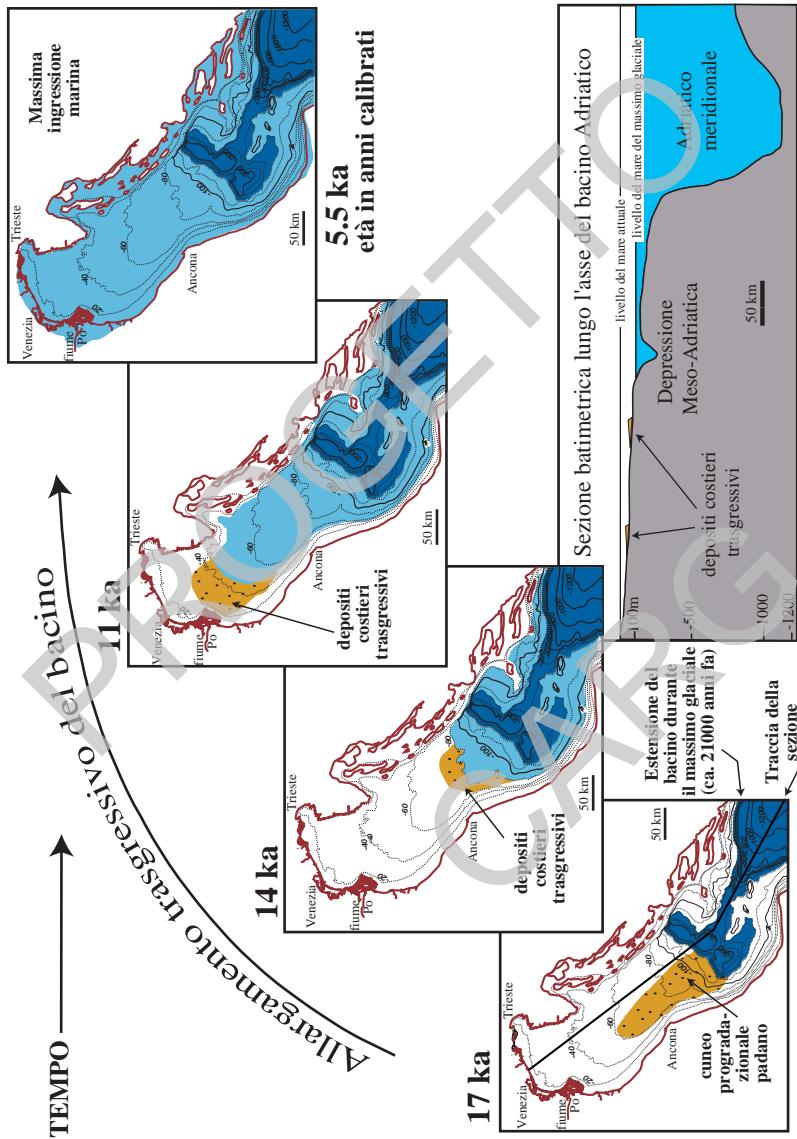


Fig. 16 - Fasi di ampliamento del bacino epicontinentale adriatico indotte dalla risalita del mare durante la Terminazione I nel tardo Pleistocene-Olocene (modificato da CORREGGARI et alii, 1996b e CATTANEO & TRINCARDI, 1999).

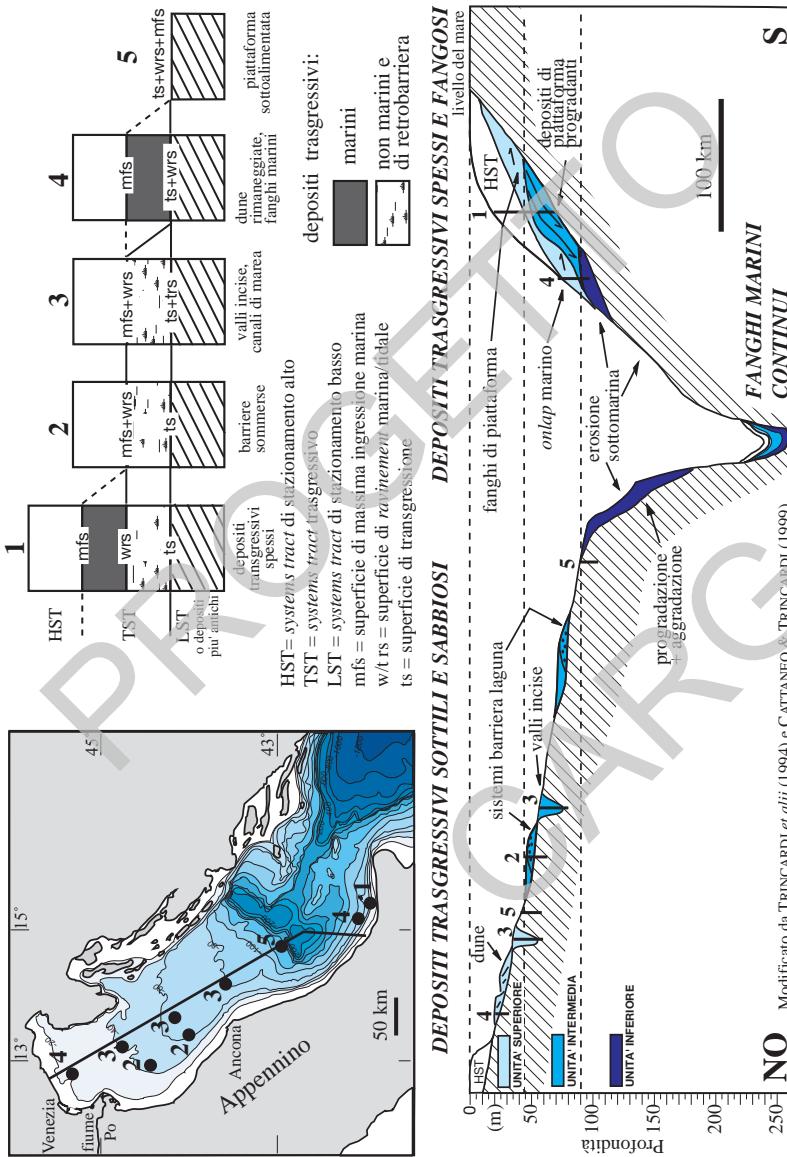


Fig. 17 - Schema dei rapporti stratigrafici e genetici tra depositi trasgressivi tardo-quaternari in Adriatico settentrionale e centrale (modificato da CATTANEO & STEEL, 2003). All'interno di ognuna delle principali sottounità, in Adriatico centrale prevalgono fanghi in facies di piattaforma, mentre in Adriatico settentrionale dominano depositi di ambiente di transizione (spiaggia e laguna costiera).

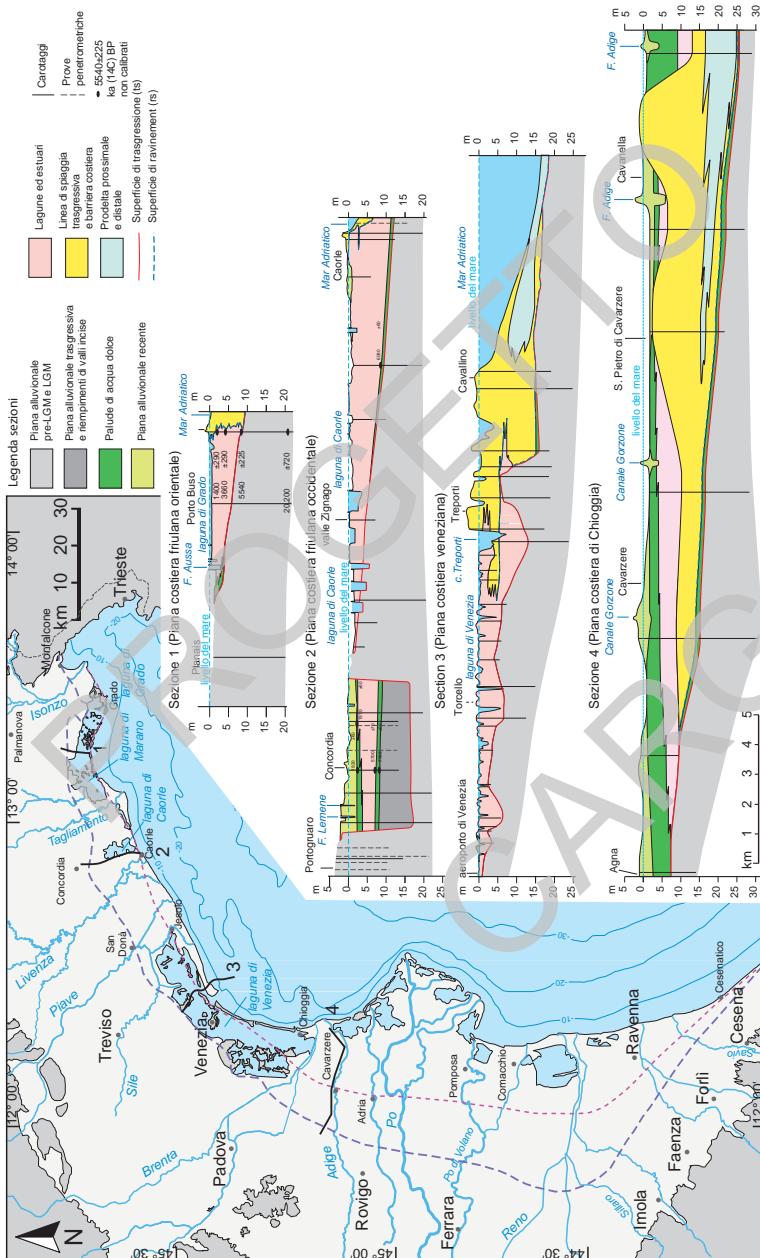


Fig. 18 – Massima ingeressione verso terra di ambienti paradisi e salmastri durante l'Olocene nella pianura costiera dell'adriatico nord-occidentale. La figura mostra la linea di massima ingeressione di depositi salmastri (lagune e paludi, linea tratteggiata blu), e la linea di massima ingeressione del mare (paleolinea di riva, linea tratteggiata rossa). Le sezioni della pianura costiera rappresentate in figura e ubicate nella carta sono: 1) Friuli orientale, 2) Friuli occidentale, 3) Venezia, 4) Chioggia. Modificato da FONTANA et alii (2008) e AMOROSI et alii (2008b).

7. SUBSIDENZA

La subsidenza è il movimento di abbassamento della superficie terrestre che interessa aree relativamente estese, con direzione prevalentemente verticale. Il sistema di riferimento utilizzato per misurare l'abbassamento del suolo è, solitamente, il livello medio del mare. Lungo le coste dell'Adriatico settentrionale, il problema della subsidenza è stato percepito solo dopo le grandi alluvioni che nel 1951 e nel 1966 colpirono la pianura padana e l'entroterra del nord Adriatico. La subsidenza naturale è controllata da due classi di processi, che agiscono su scale di tempo differenti: i processi geodinamici e sedimentari (subduzione, carico dei sedimenti e compattazione) che agiscono su scale di tempo geologico e i processi climatici (cicli glaciali) che agiscono nell'ordine di decine di migliaia di anni (CARMINATI *et alii*, 2003 e 2006,). Il fenomeno della subsidenza nell'area nord adriatica, ed in particolare delle lagune costiere (Venezia, delta del fiume Po, etc), è il risultato di fattori geologici naturali che agiscono nel margine settentrionale della pianura padana e di un complesso insieme di fattori antropici che negli ultimi secoli ne hanno enfatizzato gli effetti. Infatti, l'uomo ha modificato gli equilibri tra sedimentazione e subsidenza aumentando la velocità di quest'ultima attraverso la regimazione idraulica dei fiumi, il ridotto apporto di sedimenti per la costruzione di dighe ed invasi artificiali, lo sfruttamento degli acquiferi, esponenzialmente incrementato con lo sviluppo industriale del dopoguerra (FONTES & BORTOLAMI, 1973, SYVITSKI, 2008).

Molti autori hanno fornito le variazioni dei tassi di subsidenza per l'area lagunare veneziana e della zona costiera alto adriatica, ma le ricerche più recenti che utilizzano le tecniche basate su misure satellitari con il GPS, e l'analisi di immagini radar ad apertura sintetica (SAR), hanno messo in evidenza movimenti del suolo differenziati influenzati sia da movimenti del basamento profondo pre-Quaternario, sia dall'assetto stratigrafico e dalla compattazione dei corpi deposizionali più recenti ai quali si sono sovrapposti gli effetti del prelievo di acqua da falda e la costruzione di aree urbanizzate su sedimenti con alto tasso di compattazione. (TOSI *et alii*, 2007b; ZECCHIN *et alii*, 2008; RIZZETTO *et alii*, 2009; TOSI *et alii*, 2009a, b; ZECCHIN *et alii*, 2009).

V - STRATIGRAFIA

1. - SCELTA DELLE UNITÀ INFORMALI

Le unità stratigrafiche rappresentate nella Carta Geologica dei Mari Italiani, alla scala 1:250.000, sono unità informali che rientrano nella categoria delle Unità Allostratigrafiche e più precisamente delle U.B.S.U. (*Unconformity Bounded Stratigraphic Units, sensu NORTH AMERICAN COMMISSION ON STRATIGRAPHIC NOMENCLATURE, 1983*), ovvero corpi rocciosi tridimensionali definiti in base alle superfici di discontinuità e linee tempo che li delimitano. Questa scelta è dettata da motivi d'ordine scientifico-concettuale e pratico-metodologico. Queste unità hanno, infatti, espressione fisica non ambigua e una intrinseca connotazione temporale; attraverso la ricostruzione delle relazioni geometriche esistenti tra i corpi rocciosi così definiti, è possibile stabilirne una cronologia relativa e meglio comprendere l'evoluzione nel tempo e nello spazio dei sistemi deposizionali, in funzione della storia tettonica di una determinata regione e dei cambiamenti climatici/eustatici operanti a scala più vasta. Le superfici guida così definite marcano discontinuità nelle proprietà fisiche e meccaniche o barriere di permeabilità nei sedimenti; in tal senso la precisa individuazione di queste superfici ha importanti implicazioni di tipo applicativo, nei campi dello studio dei fenomeni di instabilità gravitativa e del reperimento e sfruttamento di risorse strategiche (idrocarburi, acqua ed inerti come sabbia e ghiaia).

Il secondo motivo è di tipo metodologico; il principale metodo di indagine che si utilizza nel sottosuolo e nelle aree marine (stratigrafia sismica) fornisce un quadro stratigrafico in cui le unità sono delimitate da superfici di discontinuità e/o

da linee tempo (unità sismostratigrafiche), mentre il dato litologico è ottenibile solo tramite dati puntiformi da carote o pozzi. Le riflessioni sismiche sono, infatti, generate da contrasti di impedenza acustica (grandezza fisica definita dal prodotto tra la densità delle rocce e la velocità di propagazione delle onde sismiche di compressione al loro interno) che si verificano generalmente in corrispondenza di superfici di discontinuità o di superfici deposizionali, cioè in ultima analisi attraverso linee tempo. Lo strumento della sismica a riflessione fornisce quindi una lettura diretta dell'evoluzione geologica di un'area nel tempo; la possibilità di operare con opportune strumentazioni a vari gradi di risoluzione consente poi di ottenere in alcuni casi, e in particolare per le unità più recenti, un dettaglio stratigrafico molto elevato. La definizione delle geometrie deposizionali opportunamente integrata da dati di pozzo o di carotaggio consente di riconoscere, all'interno di uno schema cronostratigrafico, i vari sistemi deposizionali definendone l'estensione areale e l'evoluzione temporale che permettono la loro più accurata rappresentazione cartografica.

2. - CARTA SUPERFICIALE

Le unità riconosciute e cartografate nella carta superficiale, riferibili a depositi recenti, d'età tardo-quaternaria, poco deformati tettonicamente, sono unità stratigrafico-sequenziali costituite da sequenze deposizionali (VAIL *et alii*, 1977) e/o parti di queste. Nel caso del Quaternario, queste unità rappresentano il prodotto sedimentario di fluttuazioni del livello marino legate a variazioni cicliche del volume dei ghiacci delle calotte polari. In base alle geometrie e alle modalità di sovrapposizione dei sistemi deposizionali riconoscibili al loro interno, le Sequenze Deposizionali sono ulteriormente suddivisibili in unità minori delimitate da linee tempo e riferibili ai vari stadi evolutivi di un ciclo completo di variazione relativa del livello del mare. Questi stadi (*systems tract* nella terminologia stratigrafico-sequenziale, POSAMENTIER & VAIL, 1988) sono registrati da corpi tridimensionali costituiti da sistemi deposizionali coevi e rappresentano quindi unità molto significative dal punto di vista operativo.

La carta superficiale rappresenta i depositi formati durante l'ultima fluttuazione glacio-eustatica corrispondente a tre stadi principali: 1) una lenta caduta del livello marino culminata nell'ultimo glaciale e uno stazionamento basso culminato attorno ai 24-20 ka BP, 2) una rapida risalita terminata ca. 5,5 ka BP e 3) uno stazionamento alto che perdura tutt'oggi (Fig. 14, 16). La carta superficiale rappresenta con colori differenziati i depositi dei *systems tract* di caduta e stazionamento basso (*FST* + *LST*, non distinguibili nella zona del Foglio NL 33-7 Venezia), di trasgressione (*TST*) e di stazionamento alto (*HST*). Queste unità equivalgono concettualmente ad unità cronostratigrafiche, essendo separate

da superfici tempo facilmente individuabili a scala dell'intero bacino adriatico attraverso la sismica a riflessione e definibili cronologicamente attraverso datazioni radiometriche ^{14}C , stratigrafia isotopica, magnetostratigrafia e tefrocronologia (TRINCARDI & CORREGGIARI, 2000; OLDFIELD *et alii*, 2003; LOWE *et alii*, 2007; PIVA *et alii*, 2008 a, b).

La sequenza deposizionale tardo-quaternaria è compresa nei piani Tirreniano *p.p.* e Versiliano (Fig. 19). Il piano Tirreniano comprende la fase di stazionamento alto dello stadio isotopico 5 (il precedente interglaciale), tutta la fase di caduta del l.m. fino all'acme glaciale (stadi isotopici 5, 4, 3, 2) e la prima parte dell'ultima risalita del l.m. (stadio isotopico 2 *p.p.* e 1 *p.p.*); il piano Tirreniano è oggetto di proposta di revisione (CITA & CASTRADORI, 1995; CITA, CAPOTONDI & ASIOLI 2005); in attesa di decisioni ufficiali da parte della Commissione Italiana di Stratigrafia ci si attiene qui alle suddivisioni cronostratigrafiche in uso; il Versiliano comprende la parte finale della risalita e lo stazionamento alto (stadio isotopico 1 *p.p.*). I depositi di stazionamento alto e parte di quelli trasgressivi sono compresi nello stadio isotopico 1; il limite Pleistocene-Olocene (11500 anni BP, età calibrata) cade circa a metà della fase di risalita del livello del mare e approssima la parte finale dell'evento freddo dello *Younger Dryas*.

I *systems tract* possono essere facilmente confrontati con le unità UBSU (comunemente utilizzate nella cartografia a scala 1:50.000) e con le unità (Fig. 19); queste unità sono delimitate alla base da una superficie erosiva e da una lacuna deposizionale legate alla fase di emersione che ha caratterizzato quest'area. Le unità così definite contengono all'interno diversi sistemi deposizionali caratterizzati da differenti litologie. Attraverso dati di carotaggio è possibile riconoscere i vari sistemi deposizionali o parti di essi e definire unità che concettualmente e sostanzialmente sono litostratigrafiche, sono cioè formazioni in senso stretto, essendo definite in base alle loro caratteristiche di facies. Con questo approccio risulta quindi possibile operare correlazioni significative sia dal punto di vista scientifico, che pratico con la cartografia terrestre alla scala 1:50.000.

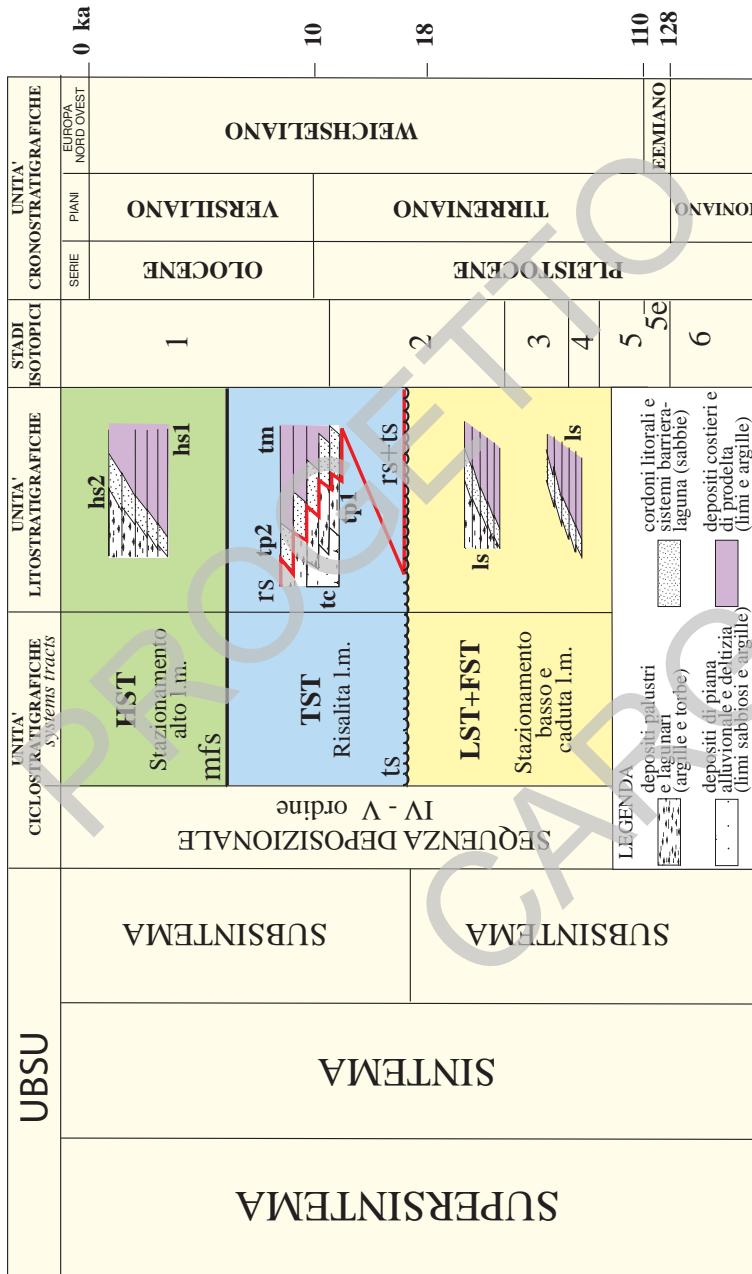


Fig. 19 - *Inquadramento cronologico schematico delle unità stratigrafico-sequenziali rappresentate in carta e correlazione con le unità UBSU adottate per la stratigrafia dei depositi quaternari in aree costiere e di pianura.*

3. - CARTA DEL SOTTOFONDO

Per i depositi plio-pleistocenici più antichi e per quelli pre-pliocenici, rappresentati nella carta del sottofondo, sono state riconosciute e rappresentate unità sismostratigrafiche, delimitate da superfici di discontinuità o da riflettori sismici (= linee tempo) particolarmente significativi legati essenzialmente alle varie fasi dell'evoluzione tettonica regionale. Si tratta anche in questo caso di unità informali; la maggiore profondità a cui si ritrovano impedisce di ottenere una risoluzione sismica paragonabile a quella delle unità superficiali. La calibrazione delle unità sismiche mediante dati di pozzo permette di ricondurle a unità litostratigrafiche inquadrate cronostratigraficamente e garantisce la possibilità di definire un quadro omogeneo con la geologia di terra.

I metodi di acquisizione, elaborazione e interpretazione sismostratigrafica adottati sono brevemente descritti nell'Appendice 1. L'Appendice 1 riporta anche l'elenco dei pozzi per esplorazione petrolifera che sono stati utilizzati per la calibrazione stratigrafica delle unità sismostratigrafiche riconosciute. Sono indicati il posizionamento, la profondità del fondo mare e la profondità di perforazione raggiunta.

PROGETTO
CARG

VI - CARTOGRAFIA

1. - CARTA SUPERFICIALE - FOGLIO NL 33-7 VENEZIA

Questa carta rappresenta i corpi geologici che affiorano o subaffiorano sul fondo marino con particolare attenzione a quelli originati durante le fasi dell'ultima fluttuazione eustatica tardo quaternaria. L'enfasi principale riguarda la ricostruzione di rapporti stratigrafici oggettivi tra corpi deposizionali di età diversa nell'intervallo degli ultimi 125 ka e, quando possibile, la loro definizione geocronologica. La carta geologica superficiale offre quindi una rappresentazione sintetica dei depositi tardo-quaternari attraverso criteri applicabili a tutte le aree marine indipendentemente dalla loro variabilità laterale e dalla loro complessità nel dettaglio.

I metodi di indagine utilizzati, suggeriti dalla normativa per la carta geologica superficiale della Cartografia Geologica dei Mari Italiani alla scala 1:250.000 (FABBRI *et alii*, 2002), derivano da un'integrazione di: 1) ricostruzione di dettaglio della batimetria e della morfologia del fondo marino con particolare attenzione ad aree caratterizzate da più intensa dinamica erosivo-deposizionale, come ad es. fondali caratterizzati da irregolarità morfologiche corrispondenti a sistemi di barriera/laguna parzialmente erosi e sommersi durante l'ultima trasgressione (CORREGGIARI *et alii* 1996, STORMS *et alii*, 2008); 2) interpretazione stratigrafico-sequenziale di profili sismici ad altissima risoluzione; 3) analisi di facies su dati di carotaggio relativi ai primi metri di sedimento (Appendice 2); 4) analisi biostratigrafica, geochimica speditiva e geocronologica di livelli guida e unità stratigrafiche (Appendici 3-5). La sismica a riflessione ad alta risoluzione

costituisce il principale metodo di indagine utilizzato. Mentre la massima risoluzione verticale ottenibile (lo spessore minimo al di sotto del quale non è possibile riconoscere un deposito) può essere di pochi decimetri, la risoluzione spaziale (l'estensione minima al di sotto della quale un corpo deposizionale non è identificabile) dipende dalla distanza tra profili sismici adiacenti. La combinazione di questi limiti di risoluzione definisce le dimensioni minime dei corpi geologici che si possono identificare, correlare e cartografare.

1.1. – CARTA GEOLOGICA PRINCIPALE

L'area del Foglio NL 33-7 Venezia corrisponde ad un tratto di piattaforma continentale adriatica compresa tra il delta del Po e la linea di delimitazione della piattaforma continentale tra Italia e Slovenia/Croazia. La zona è caratterizzata da un basso gradiente assiale. Il gradiente perpendicolare alla costa è basso e uniforme fino ai 15-20 m mentre la morfologia è più accidentata a profondità maggiori, dove si osservano campi di dune e rilievi e avvallamenti plurimetrici (Fig. 4). Un segno di asterisco identifica la posizione di corpi cementati e litificati per diagenesi (*Tegnue*).

La carta geologica riporta l'estensione areale e le facies caratteristiche dei depositi che affiorano o subaffiorano sulla piattaforma continentale depositi regressivi di stazionamento alto in facies di prodelta (**hs₁**), passanti verso l'alto a depositi in facies di spiaggia (**hs₂**); depositi trasgressivi di ambiente paralico (**tp**), caratterizzati da associazioni di peliti e sabbie pelitiche laminate contenenti livelli di torba (**tp₁**) e lenti di sabbia da fine a media in corpi allungati parallelamente alla paleo-linea di riva (**tp₂**); e depositi di caduta di livello del mare e stazionamento basso di ambiente continentale (**ls**), indifferenziato.

Numerose sezioni geologiche e dati cronostratigrafici mettono in evidenza tre aspetti fondamentali della sedimentazione tardo-quaternaria nell'area: 1) il progressivo spostamento verso terra dell'*onlap* costiero dei depositi trasgressivi al di sopra di quelli alluvionali del precedente intervallo glaciale (TRINCARDI *et alii*, 1994); 2) l'intervallo a sedimentazione condensata causato dalla diminuzione degli apporti durante la massima ingressione marina (corrispondente alla superficie di massima inondazione, **mfs**); 3) la distribuzione parallela alla costa dei depositi di stazionamento alto che riflette la posizione dei principali apparati fluviali e la dispersione lungo costa dei sedimenti fini ad opera della circolazione prevalente durante gli ultimi 5 ka (CORREGGIARI *et alii*, 2001 e 2005a; CATTANEO *et alii*, 2003 e 2007).

1.1.1. - *Sistemi di stazionamento basso e di caduta (LST+FST)*

I depositi di stazionamento basso e di caduta sono rappresentati indifferenziati in colore giallo. Questi depositi sono delimitati al tetto da una superficie di esposizione subaerea, ma non sono rappresentabili in una carta degli spessori a causa della difficoltà nel tracciare su tutta l'area un limite di sequenza alla loro base. Per la stessa ragione i depositi di stazionamento basso non vengono separati da quelli di caduta i depositi di *LST+FST* si estendono sulla maggior parte dell'area dove i più recenti depositi di stazionamento alto sono assenti o ridotti a pochi cm di fanghi in drappeggio e quelli trasgressivi sono rappresentati da una superficie di rimaneggiamento erosivo spesso ricca in bioclasti e spessore inferiore a qualche decimetro.

I depositi di stazionamento basso e di caduta sono costituiti prevalentemente da argille sovraconsolidate di colore grigio-giallognolo contenenti tipiche faune continentali (*Planorbidae* spp., *Pisidium* sp., *Bythinia* sp.). Sono presenti anche orizzonti di torba e corpi sabbiosi di granulometria prevalentemente fine con grado di cernita variabile. In questa unità sono rappresentati ambienti di piana inondabile con canali fluviali e paludi. L'unità è delimitata al tetto da una superficie di esposizione subaerea (vedere anche Appendice 3).

1.1.2. - *Sistemi trasgressivi (TST)*

I depositi trasgressivi (TST), rappresentati in colore azzurro, affiorano o subaffiorano in aree limitate e discontinue a profondità comprese tra circa 10 metri e il limite batimetrico del Foglio di 36 m. I depositi trasgressivi sono presenti in facies costituite da due complessi eteropici, continentale (**tc**) e paralico (**tp**) variamente erosi da una superficie diacrona di rimaneggiamento marino trasgressivo (rs). La base dell'unità trasgressiva è rappresentata da una superficie di trasgressione (ts) che marca l'inizio della risalita del livello relativo del mare su un substrato esposto ad erosione subaerea; il tetto è costituito dalla superficie corrispondente alla fase di massima ingleSSIONE marina (mfs), sottocosta, o da una superficie di deposizione condensata sulla maggior parte del Foglio.

Il complesso di ambiente continentale (**tc**), che non affiora in carta, è stato definito in base alle sue relazioni geometriche di eteropia con gli altri depositi trasgressivi e sulla base di datazioni assolute che hanno permesso di separarlo dai depositi continentali di stazionamento basso. Il complesso **tp** è costituito in prevalenza da peliti e peliti sabbiose laminate (**tp₁**) contenenti orizzonti di torba associati a molluschi di ambiente salmastro (*Cerastoderma glaucum*, *Ventrosia ventrosa*; Appendice 3). L'unità **tp₁** rappresenta, nel suo complesso, un ambiente di piana deltizia all'interno del quale si riconoscono canali distributori, baie

interdistributrici e lagune. Appartengono inoltre a questa unità (**tp₁**) i riempimenti ad alternanze pelitico-sabbiose di alcune valli incise (6-10 m) intagliate nell'unità sottostante (LST; Fig. 20). L'unità **tp₂** è costituita da sabbie, a granulometria da fine a media, ben cernite, distribuite in corpi lentiformi, allungati in corrispondenza di sottostanti gradini morfologici; l'unità rappresenta la porzione basale di depositi di spiaggia parzialmente rimaneggiati in campi di dune in condizioni subacquee (CORREGGIARI *et alii*, 1996a, Fig. 21 e 22).

Su gran parte dell'area cartografata i depositi trasgressivi appaiono discontinui, di esiguo spessore e più o meno rielaborati in forme di fondo (STEFANON, 1980; CORREGGIARI *et alii*, 1996a). Le forme di fondo sono tipicamente a scala di duna, in molti casi asimmetriche ed associate ad evidenti erosioni nei truogoli che rivelano la scarsa quantità di materiale sabbioso disponibile. In alcuni casi, i depositi trasgressivi sabbiosi appaiono organizzati in rilievi metrici estesi, con spessori di pochi metri, attribuibili a depositi di spiaggia parzialmente rimaneggiati al procedere della risalita del livello marino. In entrambi i casi i corpi sabbiosi sono fissati da radici di *Posidonia oceanica* (Linneo) Delide o cementati a causa di fenomeni diagenetici legati alla circolazione di fluidi.

Su tutta l'area dell'Adriatico settentrionale sono presenti segmenti di valle incisa riempiti da sedimenti fini di ambiente tipicamente estuarino, almeno nella parte raggiunta dai carotaggi a gravità (Fig. 20). Queste valli incise hanno larghezza inferiore al chilometro, profondità fino a 8-10 m, fianchi ripidi e marcatamente erosivi su depositi continentali con strutture pedogenetiche. Lo stile di riempimento è tipicamente di accrezione laterale in *downlap*, a volte con contatto basale tangenziale, e associato a sedimenti fini con livelletti sabbiosi centimetrici. Solo in casi rari i profili sismici mettono in luce alla base dei riempimenti la presenza di depositi acusticamente caotici o trasparenti attribuibili a depositi fluviali più grossolani. La parte stratigraficamente più recente dei depositi di valle incisa è sempre caratterizzata da una geometria di riempimento passivo in *onlap* e drappeggio. All'interno di questi depositi i carotaggi hanno raggiunto facies di estuario con faune a *Cerastoderma glaucum* indicative di ambienti prossimi alla linea di riva al momento della deposizione. Le datazioni di questi depositi cadono tutte in un intervallo piuttosto breve tra 9000 e 9200 anni fa indicando una fase rapida di riempimento ed abbandono. Nel loro insieme, nonostante la densità dei profili, le valli incise non appaiono costituire un sistema di drenaggio connesso. E' stato ipotizzato che queste valli rappresentino sovraccaricate di sistemi di drenaggio fluviale durante stasi nella risalita del livello marino post-glaciale (TRINCARDI *et alii*, 1994).

I depositi costieri del *TST* nell'area di piattaforma rappresentata nel Foglio NL 33-7 Venezia sono stati studiati dal punto di vista del contenuto fossilifero, datati (Appendici 3 e 5) ed utilizzati per ricostruire una curva di variazione del livello del mare relativo da confrontare con quelle eustatiche

estratte da altri archivi geologici (FAIRBANKS, 1989 e 1990; BLANCHON & SHAW, 1995; BARD *et alii*, 1996; LOCKER *et alii*, 1996). La figura 23 mostra la profondità rispetto al livello del mare attuale dei depositi trasgressivi: i simboli bianchi rappresentano campioni di sedimento (torba) o molluschi di ambiente salmastro prelevati all'interno di sistemi barriera laguna con età calibrate comprese tra 14000 e 8000 anni BP; i simboli grigi rappresentano campioni di ambiente continentale e pertanto si trovano al disopra della curva di risalita del livello del mare. In nero sono riportate le età di campioni che approssimano l'andamento della curva di risalita in altre aree della piattaforma adriatica settentrionale.

I depositi trasgressivi messi in posto durante l'ultima risalita di livello del mare in Adriatico hanno registrato gli effetti di cambiamenti di regime degli apporti, di assetto fisiografico e di regime oceanografico che hanno accompagnato la rapida risalita di livello del mare avvenuta da circa 16 a circa 5 ka (TRINCARDI *et alii* 1994, CORREGGIARI *et alii*, 1992 e 1996b; CATTANEO & TRINCARDI, 1999).

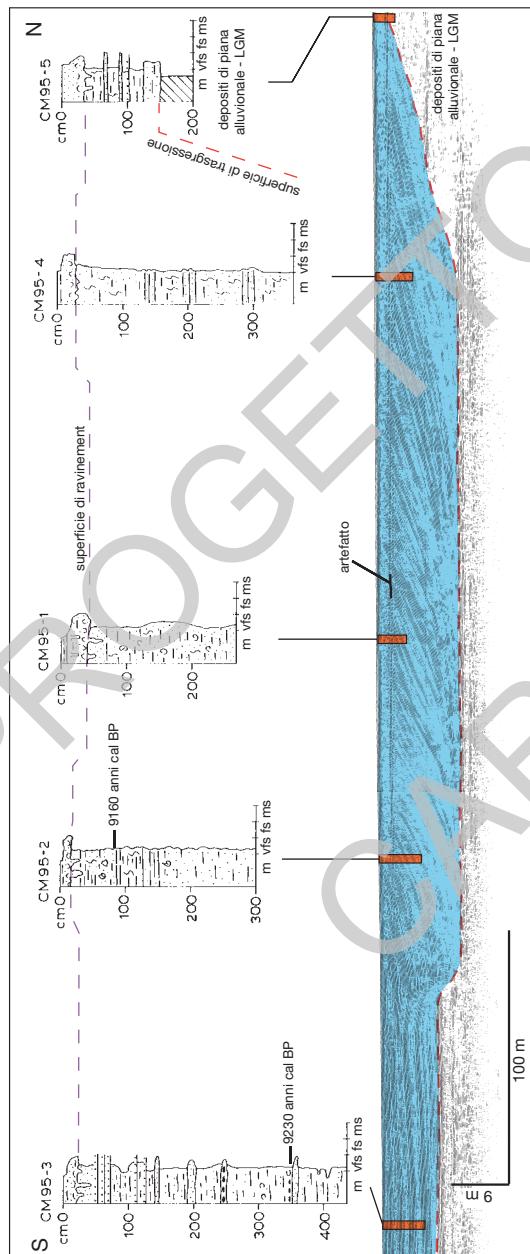


Fig. 20 - Profilo sismico 3.5 kHz attraverso una valle incisa, alla profondità attuale di circa 30 m. Si nota (in azzurro) che lo stile di riempimento passa da acrezione laterale in downlap (tipo point bar) ad una geometria di riempimento passivo in onlap e drappeggio. I carotaggi hanno raggiunto facies di estuario con faune a Cerastoderma Glaucum.

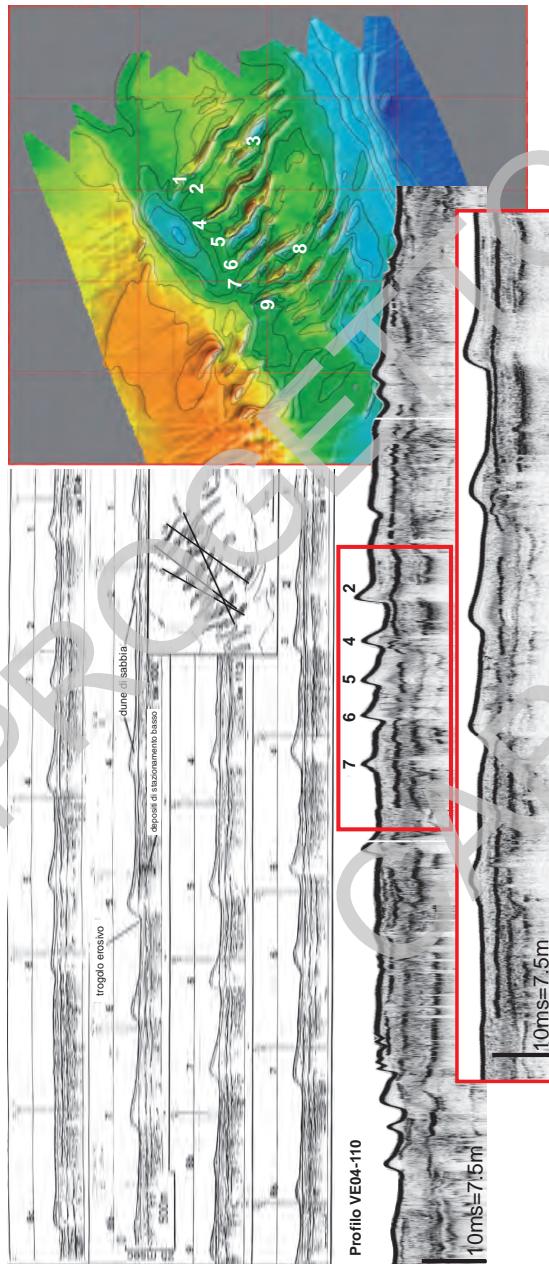


Fig. 21 – Profili sismici acquisiti nell'area dei depositi tracceggianti il litorale del Cavallino (laguna di Venezia). Si può notare come i depositi sabbiosi giacciano sui depositi alluvionali dell'ultimo massimo glaciale 18-20.000 anni fa (mod. da CORREGGIANI et alii, 1996a).

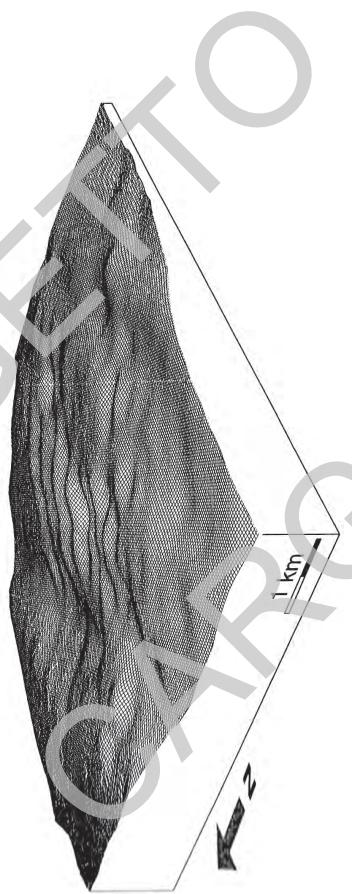
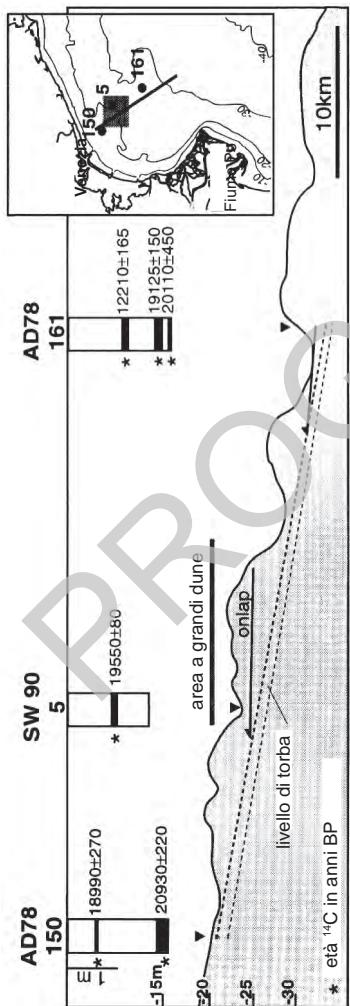


Fig. 22 – Profilo batimetrico dove è rappresentata la posizione dei depositi sabbiosi trasgressivi che giacciono sui depositi alluvianali dell'ultimo massimo glaciale 18-20000 anni fa (datazioni radiocarbonio non calibrate). Con il tratteggio sono schematicamente evidenziati livelli di torba correlabili con i profili sismici. La morfologia del campo di dune sabbiose è schematizzata da un diagramma tridimensionale (CORREGGIAI et alii, 1996a).

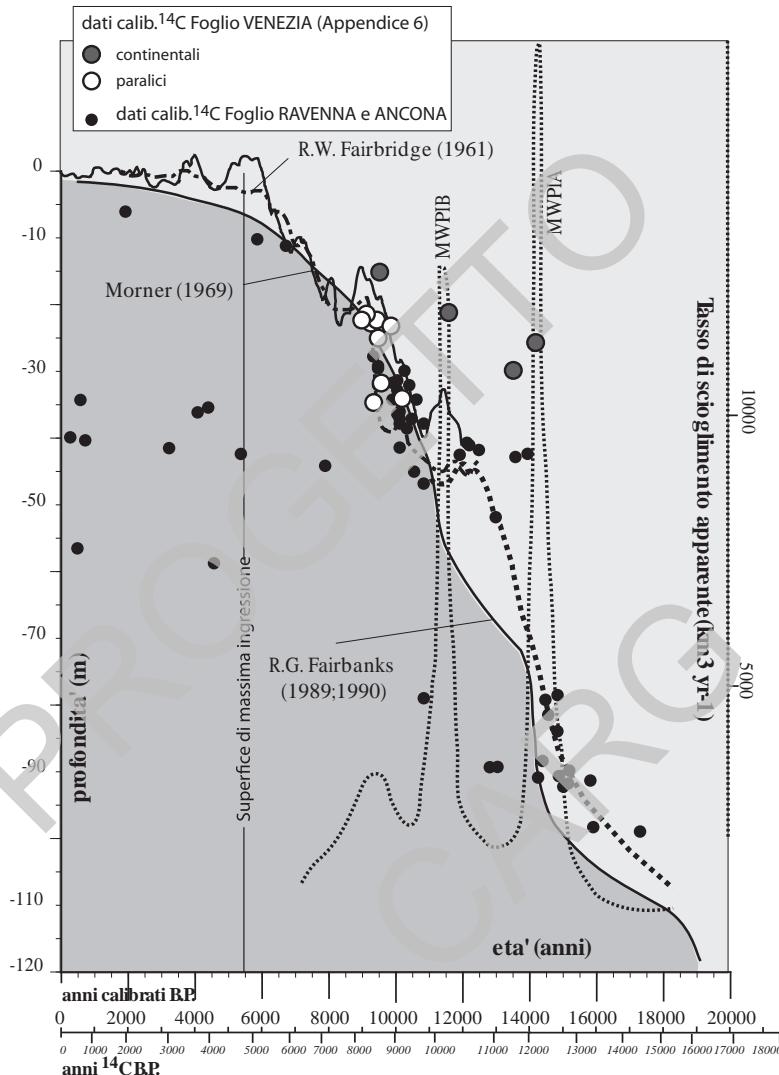


Fig. 23 - Curva di risalita del livello del mare basata sui dati dell'area adriatica (curva tratteggiata spessa) (modificato da CORREGGIARI et alii, 1996). In bianco: datazioni dei campioni paralici, in grigio datazioni dei campioni continentali del Foglio Venezia NL33-7, in nero datazioni di campioni paralici marini e continentali del Foglio Ravenna NL33-10 e del Foglio Ancona NK33-1/2. I dati sono confrontati con la curva di risalita eustatica pubblicata da FAIRBANKS (1989, 1990) che delimita i campi grigio chiaro e scuro del grafico, e con la curva di MORNER (1969).

1.1.3. - Sistemi di stazionamento alto (HST)

I depositi di stazionamento alto tardo-quaternari (HST) sono costituiti da un'unità a geometria progradazionale costituita in prevalenza da un complesso pelitico (**hs₁**) di prodelta-piattaforma interna ad argille e silt argillosi con grado di bioturbazione variabile, ma spesso con strati di piena e livelli di tempesta ben riconoscibili, contenenti fauna a *Turritella communis*; nella fascia costiera la successione verticale mostra una tendenza negativa per la progressiva intercalazione di sottili strati sabbiosi e bioclastici che segnano il passaggio graduale ad un complesso sabbioso di spiaggia (**hs₂**); quest'ultimo è costituito da sabbie fini, ben cernite, contenenti una fauna a *Chamelea gallina*. La geometria dei depositi di prodelta è caratterizzata da un clinoforme progradazionale subacqueo di pochi chilometri di estensione verso mare, rottura di pendenza tra 10 e 14 m di profondità e spessore inferiore a 8 m. La superficie di massima ingressione (mfs) corrisponde ad un rapido cambio di facies e in molti casi poggia direttamente su depositi di ambiente da continentale a costiero ed è localmente caratterizzata da un arricchimento in molluschi (ostree). Queste caratteristiche sono particolarmente evidenti nei depositi di prodelta del Tagliamento (Fig. 24) e del Po (Fig. 25).

La superficie di massima ingressione marina (mfs), che separa il *TST* dall'*HST*, si presenta su tutta l'area investigata come una superficie di *downlap* al di sopra della quale i depositi di stazionamento alto si riducono di spessore verso mare. Questa superficie a scala di carota è riconoscibile su gran parte dell'area in esame sulla base di un minimo dei valori di suscettività magnetica dei sedimenti ed è approssimato, in aree più profonde di 50 m a sud del Foglio Venezia, dalla scomparsa (*Last Occurrence*, LO) del foraminifero planktonico *G. inflata*, avvenuta circa 5,5 ka B.P (ASIOLI, 1996; TRINCARDI *et alii*, 1996; ASIOLI & PIVA, 2007).

I depositi di prodelta in piattaforma sono organizzati in un clinoforme subacqueo con geometria progradazionale a bassissimo angolo con rottura di pendenza (ciglio deposizionale) tra 8 e 10 m di profondità e spessore fino a 30 m, nel prodelta del Po (Fig. 26, CORREGGIARI *et alii*, 2005a e b). A mare della rottura di pendenza la velocità di sedimentazione supera i 15 mm/a e le facies fangose mostrano tracce di depositi di piena fluviale parzialmente bioturbate (FRIGNANI *et alii*, 2005; PALINKAS & NITTROUER, 2006). I profili paralleli alla costa mettono in evidenza le relazioni laterali e di sovrapposizione tra lobi di prodelta di diversa età (Fig. 26). La crescita di lobi di prodelta che sono avanzati a velocità variabili è in taluni casi quantificabile con informazioni stratigrafiche e storiche (STEFANI & VINCENZI, 2005; AMOROSI *et alii*, 2008). Nel suo complesso il delta moderno del Po rappresenta un esempio di delta asimmetrico sia per l' intervento antropico, che ha causato la riduzione del flusso attraverso i canali distributori più settentrionali,

sia per la naturale deflessione verso sud dei sedimenti ad opera della corrente geostrofica nord adriatica (Fig. 27, TRINCARDI *et alii* 2004).

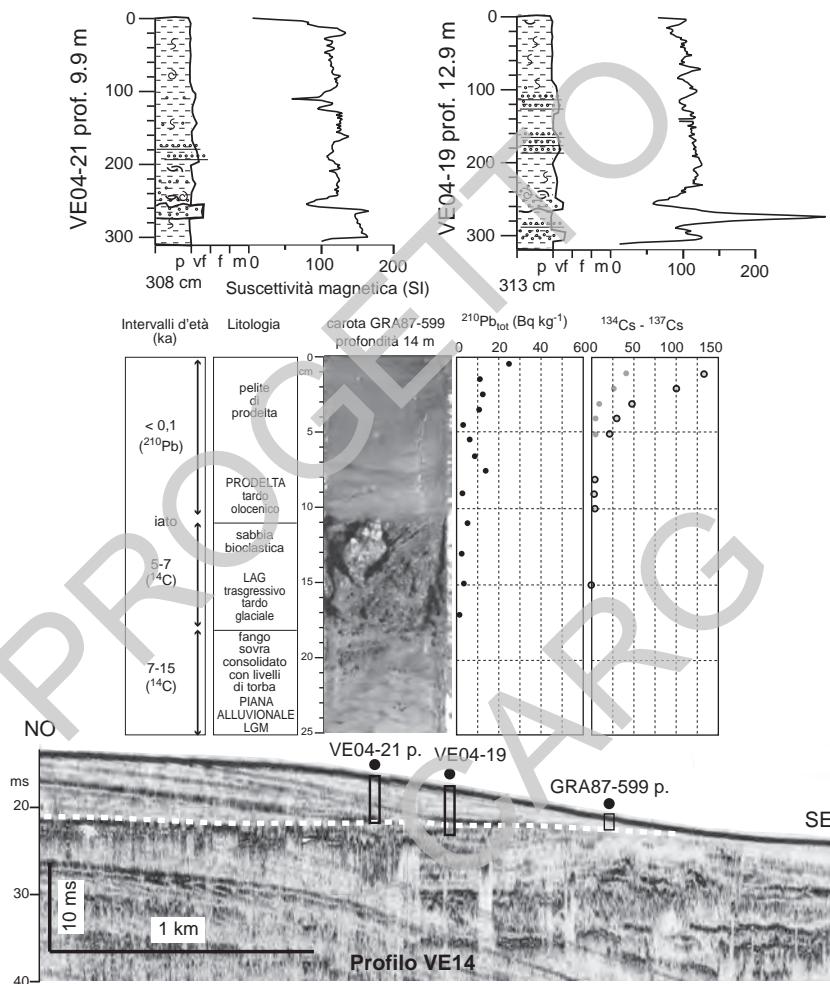


Fig. 24 - Profilo sismico VE14 attraverso il prodelta del Tagliamento e carotaggi a profondità tra 9 e 14m (base del prodelta). I log litologici e le curve di suscettività magnetica delle carote VE04-19 and VE04-21 mostrano alternanze di fanghi e livelletti di silt o sabbia fine a base netta al di sopra di una superficie condensata che riflette l'intervallo corrispondente alla superficie di massima ingressione marina che qui coincide con quella di transgressione e di ravinement. La carota GRA87-599 in 14 m attraversa un livello di fango spesso circa 10 cm che registra gli ultimi 100 anni, come indicato dalla curva di ^{210}Pb (modificato da CATTANEO et alii, 2007).

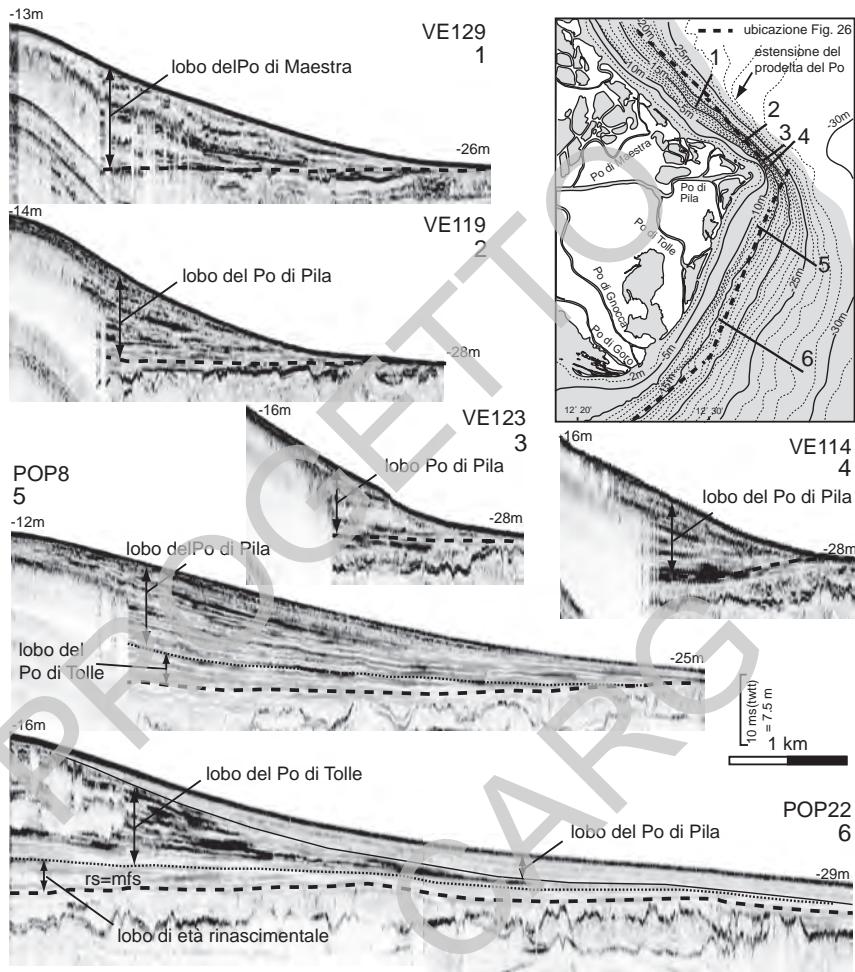


Fig. 25 - Profili sismici CHIRP sonar al largo del delta del Po che mettono in evidenza le differenze di geometria interna dei diversi lobi che compongono il prodelta (modificato da CORREGGIARI *et alii*, 2005b).

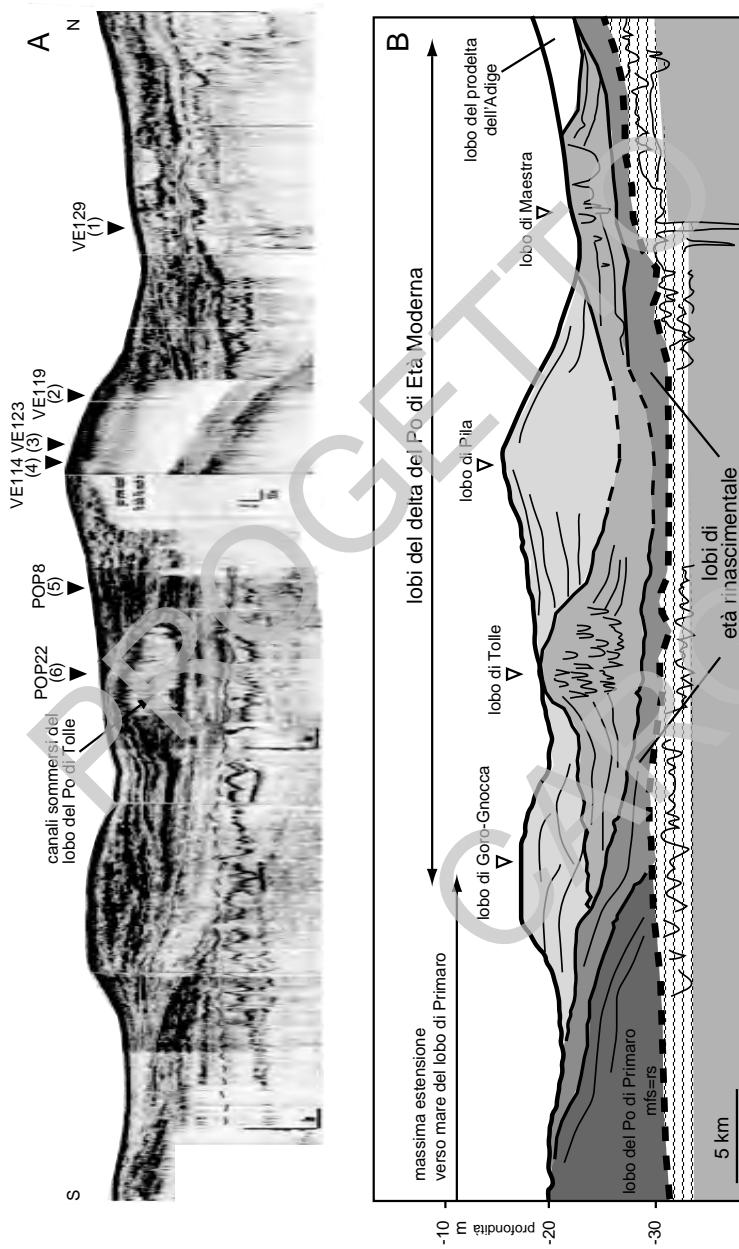


Fig. 26 - Profilo CHIRP sonar composti, subparallelo all'attuale linea di costa del delta del Po, che riassume le relazioni stratigrafiche tra i singoli lobi di prodelta (ubicazione del profilo in Fig. 25). Il lobo di Primaro si estende a sud (a sinistra nella figura) ed è parzialmente ricoperto da un'unità stratigrafica debolemente riflettente che corrisponde alla crescita del delta cuspidato di età medioevale e rinascimentale. I lobi di Maestra, Pila, Tolle e Goro-Gnocca registrano la crescita del delta degli ultimi secoli. L'esagerazione verticale è 500X.

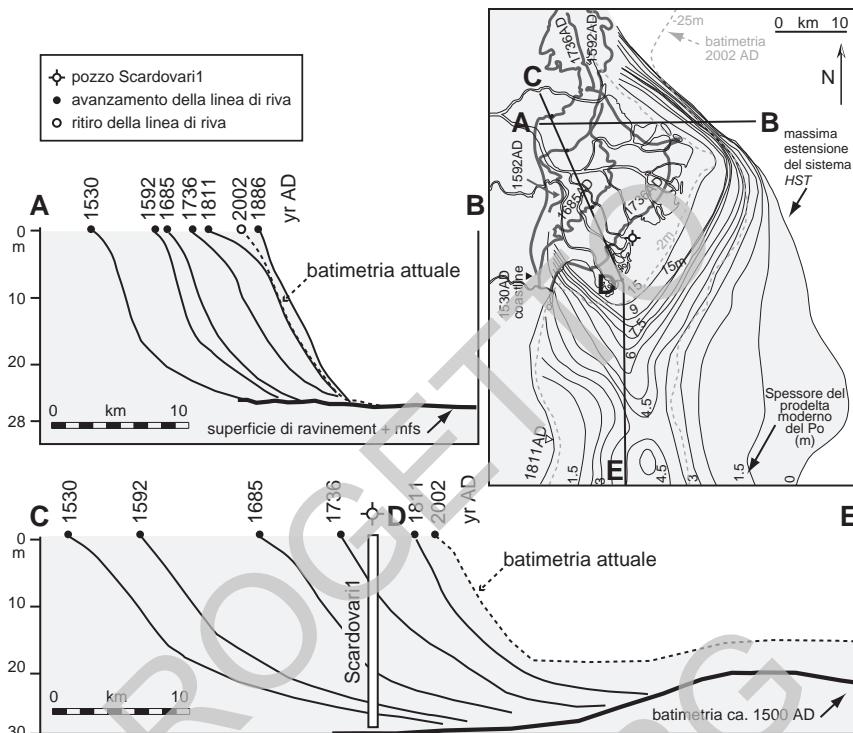


Fig. 27. – Sezioni geologiche semplificate attraverso i depositi progradazionali del Po (modificato da CORREGGIARI *et alii*, 2005b).

1.1.4. – Concrezioni e cementazioni diagenetiche

“Tegnùe” è la denominazione locale di affioramenti che si distribuiscono in modo discontinuo in tutto il fondale dell’Adriatico settentrionale e che nella carta superficiale sono stati messi in evidenza come “concrezioni e cementazioni diagenetiche” nelle aree intercettate dai profili sismici acquisiti durante le campagne VE04 e VE05. L’origine di queste strutture appare complessa e in alcuni casi può essere ricondotta ad un’iniziale cementazione carbonatica di sedimenti sabbiosi misti a gusci di conchiglie ed esoscheletri di echinodermi e crostacei che ne costituisce uno strato di base più o meno spesso (PONTI *et alii*, 2005). Numerosi studi geologici hanno raccolto informazioni sugli affioramenti sotto il profilo morfologico e strutturale riconducendoli essenzialmente a tre diverse tipologie (STEFANON, 1966, 1967, 1970, 2001; BRAGA & STEFANON, 1969; STEFANON & MOZZI, 1972; NEWTON & STEFANON, 1975, 1976; CONTI *et alii*,

alii, 2002): a) rocce sedimentarie clastiche o “*beachrocks*” formatesi per cementazione carbonatica di sedimenti di battiglia (sabbie) o detrito organogeno; b) rocce sedimentarie la cui genesi è legata alla fuoriuscita di gas metano dal fondo e dalla sua successiva reazione con l’acqua di mare interstiziale, provocando la deposizione di carbonati con cementazione dei granuli e dei bioclasti; c) rocce organogene prodotte dall’azione di organismi biocostruttori animali e vegetali, i cui scheletri calcarei stratificandosi formano strutture di un discreto spessore.

1.1.5. – *Morfologia e tettonica*

La carta principale, nell’area del golfo di Trieste, riporta alcune evidenze di strutture morfologiche superficiali riconducibili ad un sovrascorrimento sepolto, con direzione NNO SSE, citato da molti autori e potenzialmente connesso al fronte dinarico più esterno, ovvero al prolungamento verso mare del sovrascorrimento sepolto, “linea di Palmanova” che corre, sigillato dalla successione miocenica, nel settore SO della pianura friulana centrale (FINETTI & DEL BEN, 2005; CARULLI 2006; NICOLICH *et alii.*, 2004; BUSETTI *et alii.* 2008). Nella tavola 1 sono rappresentati alcuni profili CHIRP Sonar che intersecano le tracce del sovrascorrimento sepolto e si nota come la porzione NE del settore di piattaforma sia, nel complesso, più sollevata di quella SO. Il sistema di scarpate morfologiche, dossi ed alti subsuperficiali è molto complesso ed influenza la sedimentazione recente dei depositi olocenici. Nei profili paralleli alla costa sono state intercettate forme erosive canalizzate molto profonde che potrebbero essere correlate a faglie orientate NE- SO, riconosciute a terra come dislocazioni “anti-dinariche” trasversali e subverticali (già evidenziate da CAROBENE & CARULLI, 1981).

1.2. – SEZIONI GEOLOGICHE E PROFILI SISMICI

Le sezioni geologiche riportate sotto alla carta principale rappresentano l’architettura dei depositi tardo pleistocenici e olocenici che sovrastano i depositi dell’ultimo massimo glaciale. La sezione AA’ attraversa da ovest ad est la piattaforma alto-adriatica e mette in evidenza i notevoli spessori di sedimenti di stazionamento alto alimentati dagli apparati deltizi del Po e dell’Adige che si contrappongono agli esigui spessori di *HST* nella zona del golfo di Trieste. La stessa sezione interseca alcuni depositi trasgressivi paralici in facies sabbiosa che si distribuiscono in direzione ENE OSO seguendo le paleo spiagge rimaneggiate ed erose. Tutte le altre sezioni sono perpendicolari alla costa da est (BB’) ad ovest

(EE') e illustrano la rapida chiusura in *downlap* degli apparati di prodelta che compongono il cuneo di *HST* (Fig. 27 e 28). Le sezioni DD' ed FF' intercettano alcuni sistemi canalizzati probabilmente riconducibili a *pattern* fluviali del periodo glaciale riempiti nelle porzioni più superficiali da depositi trasgressivi di estuario. Nelle figure 20 e 28 questi sistemi canalizzati riempiti in fase trasgressiva sono visibili nei profili CHIRP sonar ad alta risoluzione.

1.3. - DESCRIZIONE DEI RIQUADRI A BORDO CARTA

1.3.1. – *Carte degli spessori e delle profondità*

Le tre carte tematiche a scala 1:1.000.000 rappresentano rispettivamente lo spessore dei sistemi di stazionamento alto, lo spessore dei sistemi trasgressivi e la carta della profondità in tempi doppi della superficie di trasgressione (*ts*). La prima carta mette in evidenza la distribuzione parallela alla costa dei depositi di stazionamento alto che riflette la posizione dei principali apparati fluviali e la circolazione prevalente durante gli ultimi 4-5 ka (CORREGGIARI et alii, 2001, CATTANEO et alii 2007). In dettaglio, il sistema di stazionamento alto (*HST*) costituisce un cuneo composito alimentato da apparati deltizi dove i depositi più recenti sono costituiti prevalentemente dai sedimenti pelitici provenienti dai bacini idrografici sia del fiume Po, trasportati verso Sud dal sistema di circolazione antiorario del Mare Adriatico, sia in misura minore dai sedimenti trasportati dai fiumi alpini.

I sistemi trasgressivi (*TST*) danno luogo a un depocentro confinato da alti strutturali nell'area del Golfo di Trieste; mentre nella porzione occidentale della carta i depositi del *TST* consistono in depositi costieri e paralici sostanzialmente rimaneggiati e ridotti a piccole lenti distribuite lungo fascie batimentriche omogenee. Il sistema trasgressivo registra il progressivo cambiamento nel regime degli apporti, nell'assetto fisiografico e nei processi oceanografici che accompagna la rapida risalita di livello del mare avvenuta da circa 18 ka a circa 5 ka.

La terza carta in scala 1:1.000.000 è la carta delle isocroni della superficie di trasgressione (*ts*) e documenta l'andamento della superficie al tetto dei depositi di caduta e stazionamento basso del livello del mare. Questa superficie si è originata attraverso una fase di esposizione subaerea e successiva erosione sottomarina durante la risalita del livello del mare. Le sezioni stratigrafiche e il confronto tra la carta degli spessori del *TST* e quella strutturale della superficie *ts* permettono di osservare che i depositi trasgressivi di ambiente costiero e paralico presentano il massimo grado di preservazione in aree dove la sottostante superficie *ts* mostra gradini morfologici e cambi di gradiente.

1.3.2. – Schema crono stratigrafico

Lo schema cronostratigrafico presentato in carta è stato costruito secondo il metodo proposto da WHEELER (1958) e rielaborato da VAIL *et alii* (1977) oltre che a precedenti lavori in Adriatico basati sull'utilizzazione di dati sismostratigrafici tarati da vari tipi di controllo biostratigrafico e geocronologico (TRINCARDI *et alii*, 1996a, b; CATTANEO & TRINCARDI, 1999; CATTANEO *et alii*, 2001; CORREGGIARI *et alii* 2005a,b; STORMS *et alii*, 2008). Lo schema cronostratigrafico, costruito sulla sezione FF' in carta, utilizza un asse verticale che rappresenta il tempo in migliaia di anni. Lo schema è orientato in direzione NNO-SSE e raccorda l'area di prodelta sommerso (*HST*) alla piattaforma in cui affiorano depositi di stazionamento basso (*LST*) intercettando i relitti dei depositi trasgressivi (*TST*).

Per costruire questo schema sono stati necessari: 1) l'interpretazione stratigrafica sequenziale dei profili sismici ad altissima risoluzione, 2) l'analisi di facies su dati di carotaggio relativi ai primi metri di sedimento, 3) l'analisi biostratigrafia e geochimica dei campioni, e 4) le determinazioni geocronologiche (^{14}C) delle principali unità stratigrafiche e delle superfici che le delimitano. Lo schema mette in evidenza la durata della lacuna erosiva subaerea (motivo di linee verticali) che causa la troncatura erosiva dei depositi sottostanti riconoscibile a scala di profili sismici e di carotaggio ed una lacuna non deposizionale (evidenziata da linee oblique). Questa seconda lacuna da luogo ad una sezione condensata che registra una drastica diminuzione di apporti clastici in piattaforma, ma non mostra evidenze di erosione. Nell'area i depositi di *TST* sono quasi assenti con due eccezioni: un riempimento di valle incisa in facies di estuario (tp_1) datato, nella sua parte sommitale, 9200-9700 anni fa, e un deposito costiero parzialmente preservato facente parte di un sistema barriera laguna (tp_2) leggermente più recente. I sottostanti depositi di piana alluvionale sono di età riferibile all'ultimo massimo glaciale come testimoniano 12 datazioni di età superiore a 22000 anni.

Lo schema cronostratigrafico permette quindi di quantificare: 1) l'entità della lacuna causata dalla prolungata emersione subaerea di questo tratto di piattaforma che è durata fino al passaggio Pleistocene-Olocene; 2) la scarsa preservazione di depositi trasgressivi, e 3) la fase di deposizione condensata, al di sopra dei depositi di *TST*, che registra l'intervallo di massima ingressione marina culminato tra 5000-6000 anni fa che include l'intervallo di tempo in cui si è formata la superficie di massima ingressione marina (*maximum flooding surface*, mfs) alla base dei depositi di stazionamento alto.

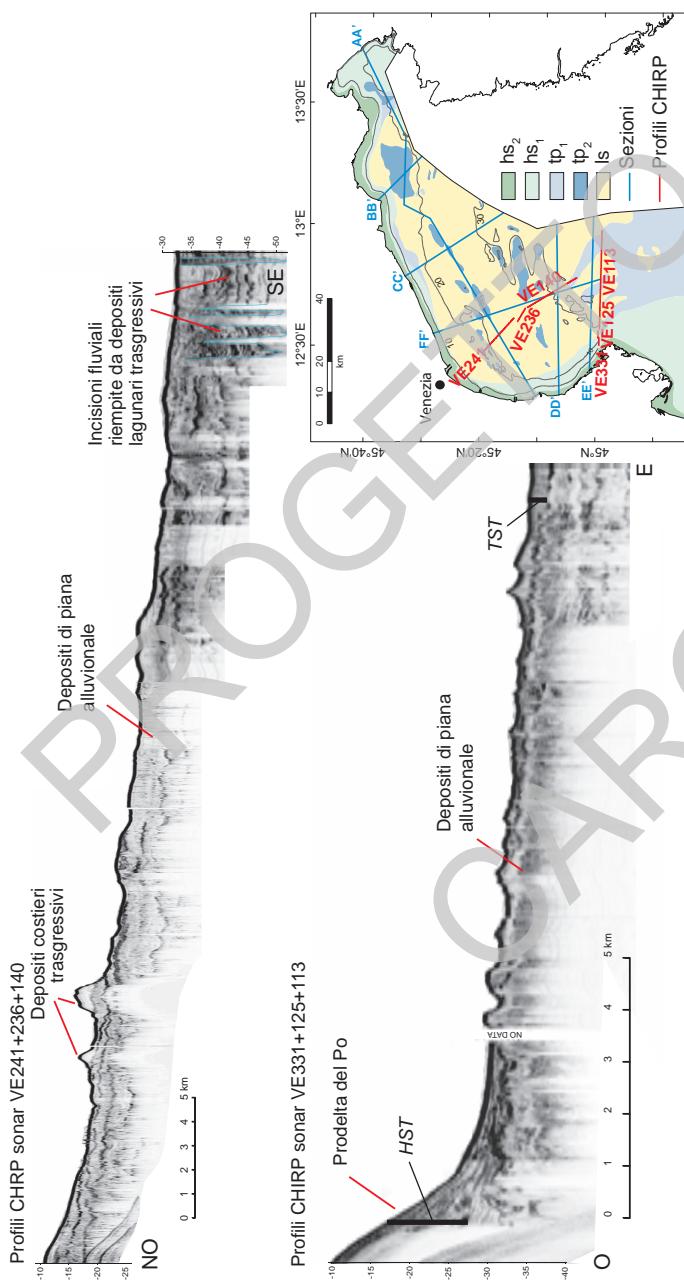


Fig. 28 - Nella figura sono rappresentati due profili CHIRP sonar acquisiti nell'area occidentale del foglio. Il primo interseca alcuni depositi trasgressivi paratici in facies sabbiosa che si distribuiscono in direzione ENE-OSO seguendo le paleo spiagge rimaneggiate ed erose. Nella parte più profonda di questo profilo sistemi canalizzati probabilmente ricorducibili a pattern fluviali del periodo glaciale sono stati riempiti in fase trasgressiva da depositi di estuario. Il secondo profilo, in basso, illustra la rapida chiusura in downlap degli apparati di prodelta che compongono il cuneo di HST. Nella mappa sono state riportate, in azzurro, le tracce delle sezioni rappresentate nella carta superficiale ed, in rosso, l'ubicazione del profilo.

2. - CARTA DEL SOTTOFONDO - FOGLIO NL 33-7 VENEZIA

La carta del sottofondo è composta da una carta principale, da alcune sezioni geosismiche e da vari riquadri che illustrano le caratteristiche geologiche cartografate o gli schemi geologici. La costruzione della carta principale, delle mappe, degli schemi e dei diagrammi accessori e delle sezioni geologiche schematiche regionali è stata effettuata tramite l'interpretazione di linee sismiche a riflessione multicanale, riportate nel riquadro UBICAZIONE DELLE LINEE SISMICHE e di dati stratigrafici di pozzi per l'esplorazione petrolifera liberalizzati, la cui ubicazione è riportata nella carta principale.

2.1. - INQUADRAMENTO GEOLOGICO REGIONALE

Lo schema di inquadramento geologico regionale tratto dalla Carta Tettonica d'Italia (FUNICIELLO *et alii*, 1981) illustra l'assetto geologico nelle aree circostanti il Foglio NL33-6 Venezia. L'area del foglio contiene un settore di avampaese-avanfossa comune a tre catene montuose: le Dinaridi a est, gli Appennini a ovest e il Sud Alpino a nord. Durante il Paleozoico questo settore doveva probabilmente essere l'avampaese della catena ercinica che costituiva il basamento del dominio deposizionale sudalpino ed è poi stata incorporata nella catena sudalpina (VAI *et alii*, 1984). La spessa sequenza carbonatica di piattaforma della Dolomia Principale triassica fu interrotta da bacini anossici e quando iniziò lo spreading giurassico della Tetide si arrivò alla disgregazione della piattaforma con la creazione di domini paleogeografici distinti (CATI *et alii*, 1987). Nel Cretaceo esistevano: la piattaforma Istriana da Trieste verso sud, la quale subì una fase di totale emersione nel Miocene medio-superiore (CASERO *et alii*, 1990; Fig. 29a,b). Più a sud c'era la Piattaforma Dalmata (Fig. 29a), che probabilmente andò incontro ad una minore erosione; dominio paleogeografico a sé stante era la piattaforma Barbara (Fig. 29a), che prende il nome da uno dei pozzi per l'esplorazione petrolifera ivi presente, che era separata da quella istriana da acque profonde ed è in parte rappresentata nella CARTA PRINCIPALE del Foglio NK33-1/2 Ancona. Verso nord-ovest la piattaforma Istriana perde la sua continuità e diventa più indentata con rapidi cambi di facies tra piattaforma e bacini, fino a connettersi con la Piattaforma Friulana e il Bacino Friulano (Fig. 30). La Piattaforma Friulana, che si trovava nell'attuale avampaese veneziano ed adriatico, era separata in due settori dal Bacino Friulano (CATI *et alii*, 1987, Fig. 30). Seguono verso ovest il Bacino Bellunese (il cui depocentro che si trova attualmente in Adriatico è visibile nella sismica 3D di Fig. 31) e la Piattaforma di Trento (Fig. 30). Il Bacino Bellunese presenta rocce dolomitiche, le quali sono assenti più a est. Il Bacino Friulano doveva essere una sorta di bacino interno alla

piattaforma, con scarsa energia e fondo piatto, infatti non si trova qui un vero e proprio cuneo al piede della scarpata (Fig. 29c). Durante il Giurassico medio e Cretaceo inferiore, con l'instaurarsi dello spreading della Tetide, la Piattaforma Friulana subì un'aggradazione che la fece elevare di 1.500 m al di sopra dei bacini adiacenti.

Il limite tra regione ad influenza dinarica e regione ad influenza sudalpina corre più o meno lungo la valle del fiume Tagliamento, in quella che potrebbe essere una faglia trascorrente (CASERO *et alii*, 1990). Nella parte ad influenza dinarica la deformazione è essenzialmente oligocenica e non c'è avanfossa miocenica. La parte nordorientale è più profondamente deformata nel Miocene medio-superiore, lo stesso Bacino Friulano è interessato da sovrascorimenti (CASERO *et alii*, 1990). Nella parte più settentrionale dell'Adriatico invece non si osservano effetti della compressione dinarica, più a sud nella parte dove la piattaforma si indenta (Fig. 29a) sovrascorimenti ad alto angolo di natura dinarica con vergenza SO vengono riattivati durante la fase pliocenica appenninica con vergenza NE.

La subsidenza che interessa la regione che va da Ravenna a Venezia pone in seria minaccia l'abitato costiero e l'esistenza di città simbolo come la bizantina Ravenna e soprattutto la città rinascimentale di Venezia e la sua laguna, patrimonio mondiale UNESCO. Il prelevamento di gas dal sottosuolo da parte di ENI-Agip S.p.A. è stato imputato come concausa di tale fenomeno, per questo motivo, data la delicatezza e crucialità dell'argomento, esistono numerosi studi che tentano di spiegare e calcolare la subsidenza naturale dell'area, che ha una componente tettonica e geodinamica e una componente dovuta all'innalzamento del livello del mare legato alle variazioni glacio-eustatiche, scindendola dalla componente antropogenica. Per far questo bisogna ricostruire la storia della fessurazione per il carico delle tre catene montuose che circondano questa regione.

Tra il Cretaceo superiore e l'Eocene, nella parte più occidentale ovvero nelle aree prospicienti la Piattaforma Friulana, la paleogeografia mesozoica preesistente viene via via riempita da depositi clastici di provenienza alpina. Verso est invece, durante il Paleocene-Eocene medio, si registra un forte ispessimento della serie torbiditica in direzione nordorientale, con una flessurazione della piattaforma carbonatica localmente controllata da faglie verticali di modesto rigetto. L'avanfossa dinarica si forma pertanto in risposta alla flessura della piattaforma mesozoica sotto il carico delle Dinaridi (FANTONI *et alii*, 2002). Dopo un intervallo caratterizzato dalla scomparsa degli apporti clastici grossolani (Eocene superiore-Oligocene inferiore) si assiste nell'Oligocene superiore ad una riorganizzazione dei sistemi deposizionali, con la diffusione di piattaforme terrigene (Cattiano-Langhiano). L'estensione di queste piattaforme nei settori attualmente interni alla catena sudalpina e l'assenza di un'avanfossa indicano che il settore orientale delle Alpi Meridionali non era emerso e non produceva un

carico sufficiente a flessurare il suo avampaese in questo intervallo. Alla fine dell'Oligocene il bacino di avanfossa dinarica viene colmato e la fase dinarica ha termine; nella parte orientale l'avanfossa è attualmente coinvolta nel fronte dinarico, mentre la parte occidentale è sepolta sotto i sedimenti oligocenici e successivi nella piana alluvionale del Friuli (FANTONI *et alii*, 2002). Nel Serravalliano-Messiniano inferiore si registra una forte subsidenza del margine sudalpino e l'individuazione di un'avanfossa (CASTELLARIN & CANTELLI, 2000), caratterizzata da un cuneo che si ispessisce verso nord (Fig. 31, unità terrigene terziarie). Ci sono infatti evidenze geologiche che l'ambiente di acque basse del Langhiano fu improvvisamente sostituito da un dominio batiale nel Serravalliano-Tortoniano vicino al fronte della catena alpina, mentre condizioni marine meno profonde sarebbero sopravvissute più a sud.

L'erosione delle strutture al margine sudalpino indica il forte sollevamento della catena, 3-4 km nella parte orientale, secondo le stime ricavate dallo studio delle tracce di fissione (ZATTIN *et alii*, 2002). Lo smantellamento risultante fornisce una quantità rilevante d'apporti, addirittura superiore allo spazio di accomodamento, con conseguente marcata flessurazione dell'avampaese. Ma dal Messiniano superiore nell'area veneto-friulana non si registrano più sensibili variazioni di spessore della successione clastica. Durante il Pliocene l'avanfossa sudalpina non cresce più significativamente, terminando del tutto nel Plio-Quaternario, quando si instaura l'avanfossa appenninica nella parte più meridionale ed occidentale del bacino dove oggi si trova Venezia. Solo il margine meridionale dell'area esaminata mostra il coinvolgimento nell'avanfossa appenninica con un ispessimento della successione quaternaria in direzione sudoccidentale. L'assenza di flessurazione verso le aree in cui sono comunque attestate deformazioni plio-quaternarie (in corrispondenza dei margini sudalpino e dinarico) sembra indicare che il carico aggiunto in queste catene non sia stato sufficiente a produrre una nuova flessurazione (FANTONI *et alii*, 2002).

Il grado di flessurazione del Bacino Veneto-Friulano durante il Miocene medio-Pliocene inferiore è stato quantificato da BARBIERI *et alii* (2004) mettendo insieme dati sismici (in particolare la composizione di un profilo TRANSALP da Monaco a Treviso, con sezioni ENI-Agip S.p.A. e il profilo CROP-M18; Fig. 32a), pozzi di esplorazione, la paleobatimetria e le anomalie di gravità arrivando a concludere che la paleobatimetria contribuisce per il 50 % alla flessura totale e che non serve supporre carichi profondi occulti come fecero ROYDEN & KARNER (1984), perché basta il carico topografico della catena a spiegare le flessurazioni.

CARMINATI *et alii* (2003) stimano in soli 0.7-1 mm/a la componente tettonica della subsidenza totale della regione e attribuiscono una buona parte di questa subsidenza all'arretramento della subduzione appenninica verso NE. Quasi sempre, infatti, per spiegare la differenza tra grado di flessurazione calcolato ed osservato nei bacini di avampaese non è sufficiente tenere in considerazione

l'iniziale profondità dell'acqua e il carico dei sedimenti della catena, bisogna altresì contemplare la presenza di eventuali corpi densi profondi, flussi mantellici e l'effetto dello *slab-pull* della subduzione (DOGLIONI, 1993). CARMINATI *et alii* (2003) hanno utilizzato il profilo CROP-M18 (lo stesso che rappresenta il profilo CC' della CARTA PRINCIPALE; Fig. 33a) come modello regionale; verso il Friuli il cuneo pleistocenico si assottiglia perché qui i tassi di subsidenza appenninica sono minori, la componente di controllo flessurale della catena appenninica nella zona di Venezia è supposto essere quasi insignificante (DOGLIONI & CARMINATI, 2002). La progradazione dei sedimenti pleistocenici è dovuta ai fiumi Adige, Brenta e Piave. Altrove sono il Po e il Tagliamento a contribuire al riempimento dell'avanfossa. CARMINATI & DI DONATO (1999) sostengono che la tettonica risponde per il 50 % della subsidenza, la compattazione per il 30 % e il carico dei sedimenti per il 20 %. Il tasso di subsidenza dovuta alla subduzione aumenta verso gli Appennini, mentre nella regione di Venezia l'attività tettonica di Alpi e Appennini è praticamente assente, perciò la subsidenza predomina e la sua componente tettonica è controllata dall'arretramento della subduzione appenninica (Fig. 33b). In Pianura Padana, più vicino al fronte appenninico, la subsidenza risulta minore perché è controbilanciata dal sollevamento regionale dei sovrascorrimenti della catena, ancora più a sud, a partire dalla zona di Ancona e Pescara, predomina il sollevamento e non c'è subsidenza. Secondo CARMINATI & DI DONATO (1999); CARMINATI *et alii* (2003), pertanto, la subsidenza locale della regione padana e veneziana è da imputarsi, tolte la componente tettonica e quella glacio-eustatica, a cause antropogeniche.

BARBIERI *et alii* (2007) hanno analizzato una serie di pozzi petroliferi (Venezia 1, Lido 1, Lido S; Fig. 34) dal punto di vista stratigrafico (componente biogenica, plantonica e bentonica) e geotecnico per ricostruire una curva paleobatimetrica, atta a stabilire per ciascuna unità stratigrafica: l'età, il tasso di sedimentazione e lo spessore iniziale, inseriti in un grafico che tiene conto sia del tasso di subsidenza totale che della subsidenza tettonica regionale. Essi concludono che la componente clastica proveniente dallo smantellamento delle tre catene che circondano il Bacino Veneto-Friulano varia nel tempo e cambia drasticamente il tasso di sedimentazione, influenzando in modo preponderante la subsidenza dell'area veneziana. Inoltre, il tardo Pleistocene-Olocene è un intervallo di rapida subsidenza naturale causata dalla forte compattazione dei sedimenti sotto il carico di un rapido accumulo, che conta per 1/3 della subsidenza totale. Allo stesso tempo però, proprio grazie a questo apporto clastico, negli ultimi 400.000 anni Venezia è rimasta sopra il livello del mare. BARBIERI *et alii* (2007) dissentono da autori come CARMINATI *et alii* (2003), i quali ritengono la subsidenza un fenomeno di lungo periodo che agisce in sottofondo a variazioni cicliche di corto periodo come quelle glacio-eustatiche. Essi ritengono al contrario che la subsidenza si esprimerebbe in brevi episodi intervallati da lunghi

periodi di quiescenza. Questi “picchi” possono raggiungere tassi di vari mm/a, comparabili con quelli calcolati nell’ultimo secolo per Venezia ad esempio da FONTES & BORTOLANI (1973) in 8 mm/a o la componente antropogenica stimata da CARMINATI & DI DONATO (1999) in 6-7 mm/a. Pertanto bisogna prestare molta attenzione nel paragonare intervalli di tempo lunghi e tassi medi di subsidenza, la questione della subsidenza di Venezia è un tema scientifico aperto e necessita della massima attenzione sia da parte della comunità accademica che degli organismi preposti al controllo e alla salvaguardia del territorio.

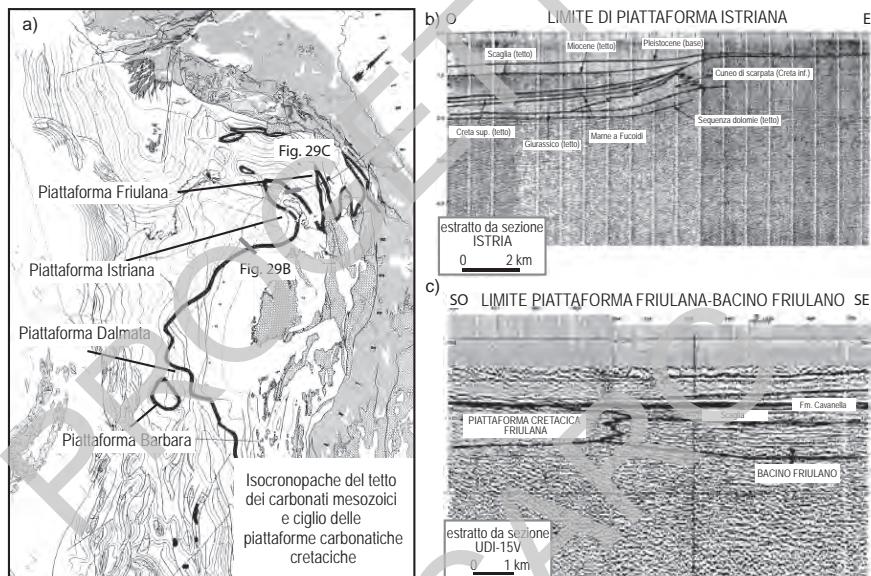


Fig. 29 – a) Limiti delle piattaforme carbonatiche cretacicche come descritte in CASERO et alii (1990). b) Sezione sismica attraverso la Piattaforma Istriana; c) sezione sismica attraverso la Piattaforma Friulana e il Bacino Friulano. Il posizionamento delle due sezioni è in Fig. 29a. Composta e modificata da CASERO et alii (1990).

L’evoluzione tettonostratigrafica della regione compresa nel Foglio, fin qui ampiamente descritta, è riassunta nel DIAGRAMMA CRONOSTRATIGRAFICO e nello SCHEMA TETTONOSTRATIGRAFICO, basati principalmente sui dati dei pozzi per l’esplosione petrolifera. La moderata sismicità dell’area è riportata nella CARTA DELLA SISMICITÀ E DELLE STRUTTURE ATTIVE ALLA BASE DEL QUATERNARIO.

2.2. – STRATIGRAFIA

Il diagramma cronostratigrafico e lo schema tettonostratigrafico, basati principalmente sui dati dei pozzi per l'esplorazione petrolifera, evidenziano una deposizione prevalentemente carbonatica, tipica del margine passivo di Adria dal Triassico al Paleogene. I pozzi hanno comunque permesso di evincere anche la struttura più profonda di questo settore fino ai graniti dell'Ordoviciano medio. Seguono dei calcari del Siluriano, il *Gruppo del Trogkofel*, facies massicce di scogliera biocostruita con forme incrostanti, che chiudono la sequenza carbonifera nelle Alpi Carniche, seguono delle brecce provenienti dal disfacimento della precedente unità (*Breccia di Tarvisio*, NICOLICH *et alii*, 2004), la *Formazione a Bellerophon* costituita da dolomie chiare, anidriti e marne da grigie a nere, evaporiti (gessi e anidriti) con alghe calcaree, foraminiferi, molluschi e ostracodi. Queste dolomie che si estendono dalla Val d'Adige alla Carnia sono indicative di zone marine costiere e le evaporiti sarebbero state deposte in una laguna sbarrata a NE da alti strutturali. Seguono le *Vulcaniti di Rio Freddo* nel Ladinico (Triassico), colate basaltiche sottomarine con lave a cuscini e dicchi. Nel Carnico si passa al *Gruppo di Raibl*, arenarie e peliti varicolori a cui si associano conglomerati, dolomie e gessi di origine lagunare evaporitica (NICOLICH *et alii*, 2004). Si ha poi la spessa sedimentazione della *Dolomia di Forni* e della *Dolomia Principale*, deposte in ambiente di laguna e piana tidale, con i classici cicli peritidali che raggiungono notevoli spessori. Seguono nel Giurassico inferiore la *Formazione di Soverzene*, monotona successione bacinale di dolomie grigie e brune, associate a letti e noduli di selce nera o gialla in eteropia di facies con i *Calcarei Grigi* di piattaforma, in cui abbonda fauna bentonica marina delle facies a bivalvi lithiotis e la macroflora terrestre (AVANZINI *et alii*, 2006).

Nel Cretaceo inferiore si depositano nella parte interna della piattaforma i *Calcarei del Cellina*, membro dei calcari porcellanacei superiori, che contiene un'alternanza di calcari micritici, bianchi grigi chiari con strutture di essiccazione, brecce e conglomerati calcarei intraformazionali. Sul margine della piattaforma si depositano invece i *Calcarei ad Ellipsactinie*, bioclastiti e brecce in facies di scogliera. Nel dominio strettamente bacinale si ha la deposizione di *Rosso Ammonitico*, *Calcare di Soccher*, *Maiolica* e *Scaglia Rossa Appenninica*, che persiste fino al Paleocene. I *Calcarei di Soccher* sono micriti di selce scura o rossastra con interstrati marnosi e calciruditi provenienti dalla Piattaforma Friulana. In piattaforma resistono fino alla fine del Cretaceo i *Calcarei di San Donà* (calcarei bioclastici con molluschi e coralli al margine di piattaforma) e i *Calcarei di Monte Cavallo* (calcarei bioclastici biancastri ben stratificati con associazioni a rudiste che rappresentano facies di margine di piattaforma).

Nell'Eocene inizia una deposizione silico-clastica a marne prevalenti (*Gruppo delle Marne di Gallare* e *Marne di San Donà*) dovuta allo smantellamento delle

catene che circondano l'area. In prossimità del fronte dinarico si depositano inoltre flysch (*Flysch di Cormons*) e frane sottomarine, in tutta l'area si hanno conglomerati, depositi detritici ricchi in glauconite (*Glauconie di Cavanella*), argille (*Argille del Santerno*) e infine le *Sabbie di Asti*.

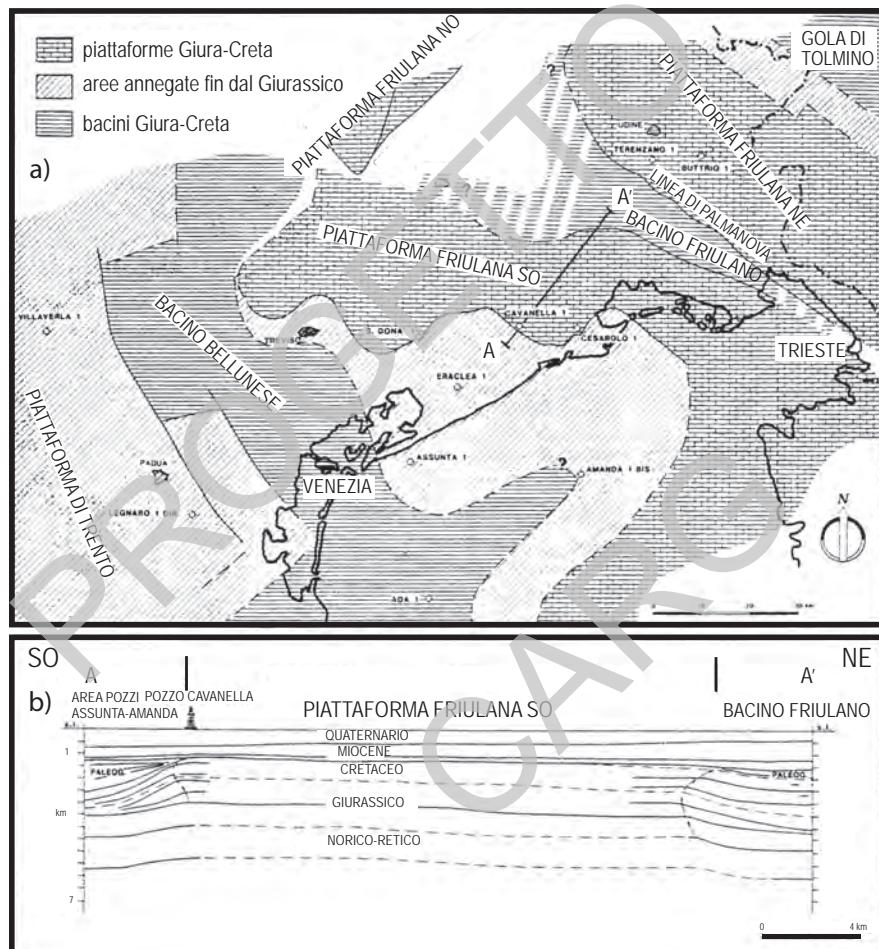


Fig. 30 - a) Paleogeografia mesozoica del bacino adriatico settentrionale come in CATI et alii (1989).
 b) Line drawing di una sezione sismica attraverso la Piastraforma Friulana sudoccidentale e il Bacino Friulano. Il posizionamento della sezione è in Fig. 30a. Modificata da CATI et alii (1989).

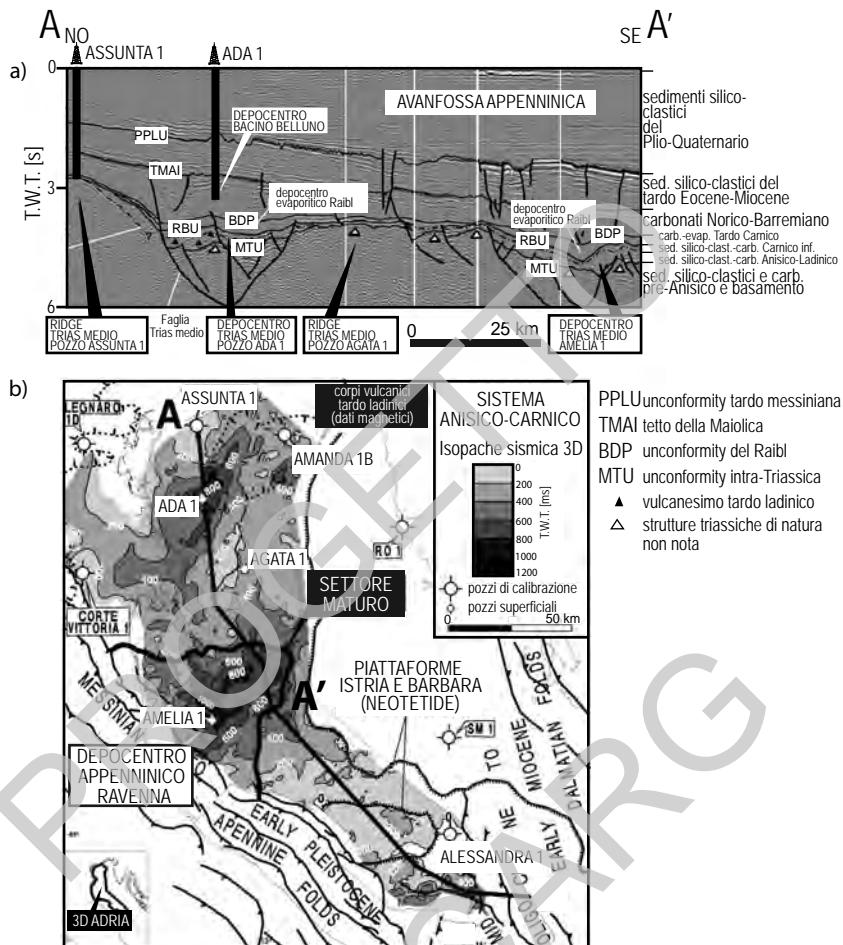


Fig. 31 – a) Profilo sismico 3D AA' lungo l'avansoia appenninica che mostra i depocentri triassici di significato esplorativo e le piattaforme mesozoiche dell'Adriatico settentrionale. E indicato il depocentro del Bacino Bellunese. b) Mappa dell'Adriatico centro-settentrionale su cui sono riportate delle isocronopache che si riferiscono all'intervallo tra una unconformità triassica (di importanza esplorativa) e la base della Dolomia Principale. Modificata da FRANCIOSSI & VIGNOLO (2002).

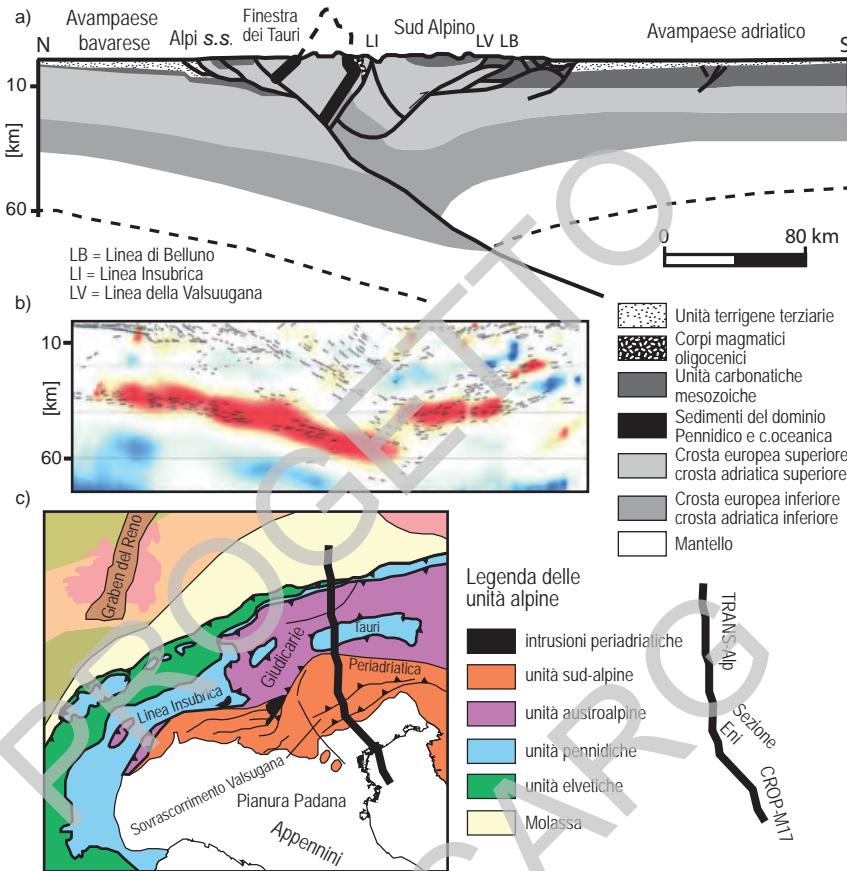


Fig. 32 – a) Interpretazione geologica del transetto meridionale del profilo TRANSALP (Monaco-Treviso; TRANSALP WORKING GROUP, 2002) esteso verso sud da una linea sismica di proprietà ENI –Agip S.p.A. e la linea CROP-M17. b) Immagine complessa che rappresenta la sommatoria dell'interpretazione della linea sismica TRANSALP (dove sono stati utilizzati vibroseis ed esplosivi come sorgenti sismiche) con le funzioni dei ricevitori migrati in profondità. Il limite crosta-mantello (Moho) è evidenziato in colore rosso e corrisponde al massimo del segnale sismico delle onde P sulle onde S. Per BARBIERI et alii (2004), in contrasto con altri modelli, la placca adriatica sarebbe discontinua rispetto al Sudalpino, la placca si insinuerebbe sotto le Dolomiti, in corrispondenza di una dislocazione della moho in quel punto. Secondo TRANSALP WORKING GROUP (2002) la crosta europea si approfondisce verso sud fino a 55-60 km di profondità sotto le Alpi laddove è ricoperta dalla crosta adriatica. c) Mappa tectonica semplificata delle Alpi con indicata la posizione della linea TRANS-Alp (340 km di lunghezza), più la sezione ENI e la CROP mare M17. Modificate e composte da TRANSALP WORKING GROUP (2002) e BARBIERI et alii (2004).

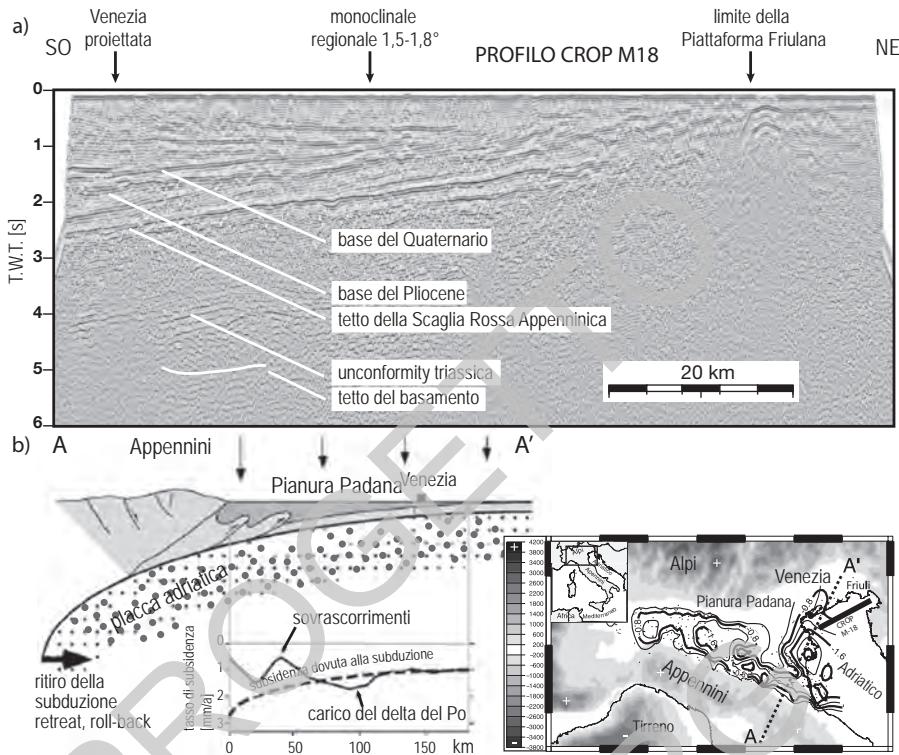


Fig. 33 – a) Profilo sismico CROP M18, in elaborazione stack. Le unità simostratigrafiche derivano dalle correlazione con pozzi ENI-Agip S.p.A. b) Profilo schematico attraverso gli Appennini, la Pianura Padana e l'area Veneziana, che mostra la curvatura della placca adriatica nell'avampaese appenninico, associato al suo roll-back, ovvero all'arretramento della subduzione, secondo l'interpretazione degli autori. L'ubicazione della sezione AA' è indicata nella mappa a fianco. Modificata e composta da CARMINATI et alii (2003).

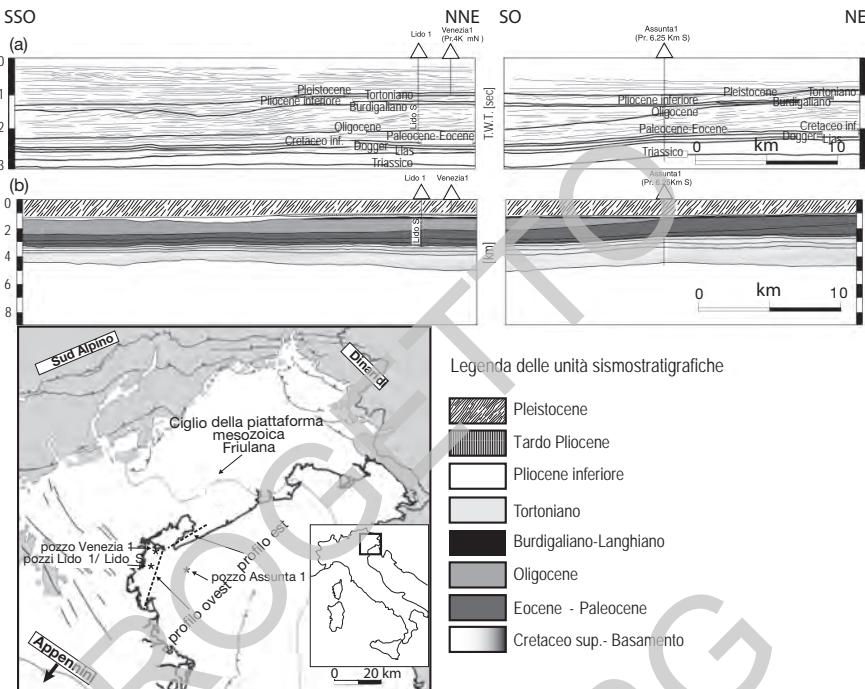


Fig. 34 – Linee sismiche interpretate (a) e convertite in profondità (b) di due profili ovest ed est attraverso la laguna di Venezia (vedi mappa in basso). Le due sezioni sono state utilizzate per analizzare la stratigrafia cenozoica del sottofondo veneziano e quantificare la subsidenza negli ultimi 60 Ma. I riflettori più spessi sono da intendersi come la base delle unità. Modificata e composta da BARBIERI et alii (2007).

2.2.1. - *Correlazioni fra unità litostratigrafiche riconosciute nei pozzi per esplorazione e unità sismostratigrafiche*

La successione stratigrafica riconosciuta nei pozzi, analoga a quella studiata in Appennino, è stata correlata alle unità sismostratigrafiche individuate nei profili sismici. In generale, la risoluzione del metodo sismico non consente il dettaglio dell'osservazione litologica diretta e pertanto le unità stratigrafiche sono state raggruppate in 4 grandi unità sismostratigrafiche. L'unità **a** comprende i sedimenti ed eventualmente il basamento posto al di sotto dei carbonati della Dolomia Principale (Norico). L'immagine sismica di questa unità è qualitativamente molto scarsa, come evidenziato dall'assenza di riflettori nelle sezioni geosismiche, e solo nel caso dei profili sismici a scala crostale acquisiti nel progetto CROP sono presenti dei riflettori nel basamento. L'unità **b** comprende tutta la successione che va dalla Dolomia Principale alla base della successione plio-quaternaria. Si tratta sostanzialmente delle unità carbonatiche del margine continentale passivo e della porzione marnosa che rappresenta la deposizione distale delle avanfosse terziarie. L'unità **c** rappresenta i sedimenti pliocenici che caratterizzano l'avanfossa appenninica e la rampa verso l'avampaese adriatico. L'unità **d** è composta dai sedimenti quaternari che colmano il bacino di avanfossa/avampaese. Il limite fra l'unità **c** e l'unità **b** è stato tracciato con l'ausilio dei pozzi, ma appare anche come un riflettore particolarmente evidente e continuo nei profili sismici e rappresenta la base del Plio-Quaternario.

2.2.2. - *Caratterizzazione delle unità affioranti sotto la superficie di base del Pliocene*

Nella carta principale sono rappresentate le unità affioranti al di sotto della base del Pliocene e le curve di livello isocrone (in tempi doppi) della base della successione plio-quaternaria. La superficie di base della successione pliocenico-quaternaria e l'orizzonte che marca la base della successione post-evaporitica sono coincidenti nel Foglio NL33-6 Venezia, in quanto nessuna unità post-evaporitica di età messiniana è presente, a causa dell'erosione subaerea che interessò l'area in questo intervallo temporale.

2.3. - CARTA GEOLOGICA PRINCIPALE

Le carte principali contengono le seguenti informazioni:

- Le isobate in metri, rappresentate con un intervallo di profondità di 10 m.

b) L'ubicazione dei pozzi per l'esplorazione petrolifera con indicazione della profondità raggiunta e una sigla di identificazione; i nomi dei pozzi sono riportati in Appendice 1.

c) Gli spessori della successione plio-quaternaria, fra il fondo marino e la base della successione stessa, rappresentate dalle isocronopache in tempi doppi.

d) Gli elementi strutturali che interessano la superficie che delimita la base del Plio-Quaternario. Le strutture rappresentate sono in prevalenza assi di anticlinale, la cui individuazione risulta meno ambigua di quella dei sovrascorimenti ai quali le pieghe sono associate.

e) Sovrascorimenti e faglie estensionali sono state rappresentate quando è evidente la dislocazione del riflettore corrispondente alla base del Pliocene.

f) Gli assi delle valli formatesi per erosione subaerea durante il Messiniano, risalenti alle ultime fasi dell'abbassamento del livello marino.

g) Il ciglio sepolto della piattaforma carbonatica mesozoica.

h) La mappa delle unità stratigrafiche affioranti sotto la base della successione plio-quaternaria, per le quali sono rappresentati i limiti e l'estensione.

Le unità affioranti sotto la base del Pliocene, mioceniche (*Marne di San Donà e Glauconie di Cavanella*) ed eoceniche (*Gruppo delle Marne di Gallare e Flysch di Cormons*) sono in genere di spessore estremamente limitato e non sono sempre risolvibili nelle sezioni sismiche. La loro estensione è stata cartografata utilizzando principalmente i dati stratigrafici dei pozzi per l'esplorazione e valutando, tentando di quantificarle, le evidenze di erosione sui profili sismici. Nelle interpretazioni sismostratigrafiche dei profili sismici regionali, le unità affioranti sotto la base del Pliocene sono state esagerate nella loro dimensione verticale per renderle leggibili e per poter comparare le sezioni e la carta geologica del sotto-affioramento. Le unità affioranti al di sotto della successione plio-quaternaria sono costituite da varie unità di età differenti che verranno illustrate nel dettaglio più avanti.

I motivi strutturali della zona in esame sono sintetizzati nella carta principale e nell'interpretazione sismostratigrafica schematica dei profili sismici regionali. I profili sismici disponibili non hanno la sufficiente risoluzione per evidenziare lo stile deformativo distensivo che ha portato alla formazione del margine passivo adriatico; essi permettono invece di ricostruire l'assetto strutturale determinato dalla contrazione associata alla formazione della catena appenninica e sudalpina. La deformazione contrazionale nel Foglio NL33-6 Venezia non è però apprezzabile, nessuna cerniera di piega è stata cartografata nell'area (Fig. 35). Gli unici elementi geologici che emergono dall'analisi dei dati geofisici sono il limite della Piattaforma Istriana/Friulana, ancora oggi visibile sui profili sismici (Fig. 33 e Fig. 34) e le valli erosive (Fig. 35) che disegnano il *pattern* di drenaggio causato dalla fase parossistica dell'abbassamento del livello marino avvenuta circa 5,61 Ma e durata meno di 50.000 anni (ROVERI *et alii*, 2008).

Le unità litostratigrafiche affioranti al di sotto dei sedimenti plio-quaternari sono state suddivise in due gruppi come illustrato nei paragrafi seguenti.

2.3.1 – *Eocene* (**GMG, CRM**)

Termini marnosi o argillosi (*Marne di Gallare* **GMG**, Eocene medio – Miocene) spesso associati a livelli arenaci di ridotta potenza, attribuibili a depositi torbiditici. L’ambiente di sedimentazione sembra compreso tra il neritico (0-200 m di profondità) ed il batiale (> 200 m).

Alternanze pelitico-arenacee (*Flysch di Cormons* **CRM** – Eocene inferiore e medio) con sporadici livelli carbonatici, contenenti clasti di quarzo e selce, che verso l’alto passano a depositi deltizi di chiusura del bacino.

2.3.2 – *Miocene indifferenziato* (**MSD, GLC**)

Sedimenti clastici miocenici raggruppabili nella *Marne di San Donà* (**MSD**, Tortoniano) e nelle *Glaucarie di Cavanella* (**GLC**, Cattiano – Langhiano). I primi depositi sono costituiti da marne e sabbie cementate con inclusioni minori d’argilla che indicano la progradazione della serie clastica. Per il secondo gruppo si tratta di depositi di piattaforma terrigeno-carbonatici ricchi di glauconite. Si tratta di unità litostratigrafiche affioranti nelle Prealpi.

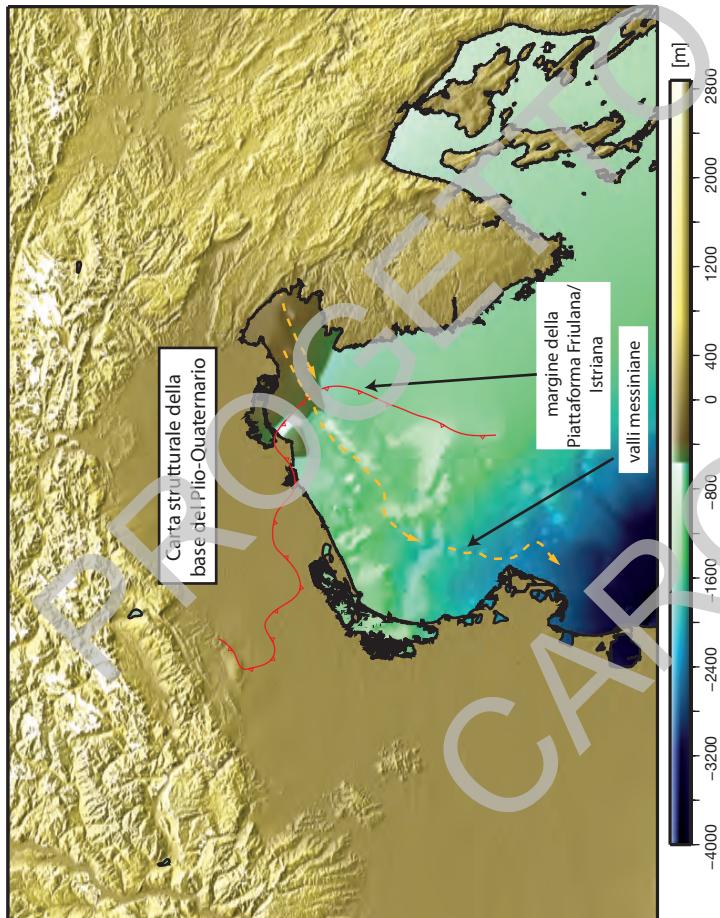


Fig. 35 – Carta strutturale della base del Plio-Quaternario e ionografa terrestre ottenuta dai dati acquisiti durante la missione spaziale dello Space Shuttle Endeavour durata 11 giorni nell'anno 2000 (Shuttle Radar Topography Mission, SRTM; FARR et alii, 2007). Il DTM della base del Plio-Quaternario è stato ottenuto mappando le isocronopache di tale riflettore e creando poi un modello con una precisione di 90 m perché potesse essere affiancato a quello terrestre. La conversione da tempi (secondi) in metri lineari (secondi) è stata utilizzando una velocità media nei sedimenti di 2.000 m/s. Sono indicate le strutture riportate anche nella CARTA PRINCIPALE della Carta del Sotterraneo.

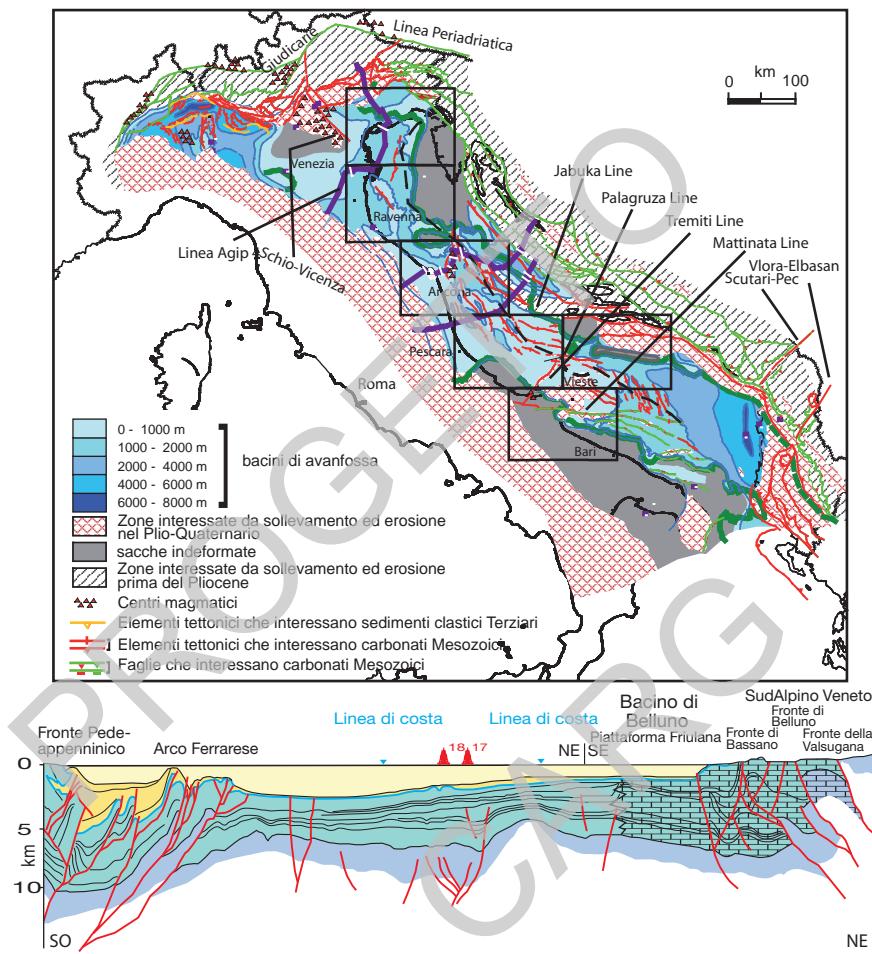


Fig. 36 – Mappa generale dell'Adriatico in cui sono riportate alcune informazioni sulla geologia del bacino e della catene montuose che lo circondano, è inoltre ubicata la sezione regionale linea 4 (Fig. 13), che è riproposta in questa figura in basso. La linea 4 attraversa diversi domini ed intercetta a sud l'arco appenninico ferrarese e a nord il fronte del Sudalpino, mostrando così il complesso assetto tatttonico che circonda l'area in esame. Tratta, modificata e composta da FANTONI & FRANCIOSI (2008a).

2.4. - DESCRIZIONE DEI PROFILI GEOLOGICI REGIONALI

Le interpretazioni sismostratigrafiche dei profili geologici regionali sono state costruite utilizzando i profili sismici integrati con i dati stratigrafici derivanti dai pozzi per esplorazione. L'interpretazione dei profili sismici è stata mantenuta il più possibile conservativa e l'asse verticale della sezione geologica è stato rappresentato in tempi doppi, come nei profili sismici. Solo nel caso del profilo A-A' è stata utilizzata una scala verticale in km, mantenuta dall'originaria versione del profilo, cortesemente fornito dall'ENI-Agip S.p.A.. La scala orizzontale è conforme a quella della carta principale. La posizione degli incroci fra le sezioni e la localizzazione dei pozzi sono riportate nelle sezioni. Le unità mioceniche ed eoceniche di ridotto spessore (MSD, GLC, GMG, CRM) affioranti sotto alla base del Pliocene sono state esagerate nella loro dimensione verticale per renderle leggibili e per poter comparare le sezioni e la carta geologica del sottofondo.

Il profilo A-A' è orientato all'incirca N-S, con varie articolazioni, e attraversa il foglio estendendosi nell'entroterra veneto. In questo profilo la scala verticale è espressa in km. Procedendo da sud verso nord è ben rappresentata la natura sostanzialmente indeformata del substrato meso-cenozoico dell'avanfossa appenninica. Solo nella parte più profonda del profilo sono rappresentate delle possibili faglie attribuibili al sistema estensionale mesozoico. La successione carbonatica meso-cenozoica appartiene al dominio bacinale (Bacino Bellunese) e solo nella parte settentrionale, a terra, passa al dominio della Piattaforma Friulana (Fig. 29). In questo settore dell'Adriatico l'avanfossa appenninica è poco sviluppata come spessore ed è composta prevalentemente da sedimenti quaternari. Nella parte più settentrionale del profilo, invece, sono presenti e ben sviluppati come spessore, i sedimenti dell'avanfossa dinarica di età eocenica, che poggia sui carbonati della Piattaforma Friulana. Come illustrato anche della distribuzione delle unità in sub-affioramento, nella carta principale, i sedimenti pliocenico-quaternari poggiano, attraverso una superficie erosiva di estensione regionale, su depositi che variano in età dal Miocene all'Eocene.

Il profilo B-B' è orientato all'incirca N-S ed è posizionato all'interno del foglio, in una posizione più orientale rispetto al profilo A-A'. Anche in questo caso è ben evidente la mancanza di deformazione nel substrato meso-cenozoico dell'avanfossa, che in quest'area è ancora meno sviluppata rispetto a quanto mostrato dal profilo A-A'. Si può inoltre apprezzare l'estensione dell'erosione legata all'abbassamento del mare del Messiniano, che incide notevolmente il substrato dell'avanfossa, che è costituito dalla successione del Bacino Bellunese.

Il profilo C-C' è orientato SO-NE e corre all'incirca trasversalmente al bacino dell'avanfossa plio-quaternaria, mostrando meglio che negli altri profili l'inclinazione verso la catena del substrato dell'avanfossa. Gli spessori dei sedimenti plio-quaternari restano sempre modesti e il substrato appare

indeformato. Il substrato meso-cenozoico appartiene alla successione del Bacino Bellunese, e solo nella parte nord-orientale, verso il Golfo di Trieste, avviene il passaggio con le unità carbonatiche della Piattaforma Friulana. Lungo il profilo si può anche notare l'estensione della superficie di erosione messiniana, che porta unità eoceniche e mioceniche a contatto coi sedimenti plio-quaternari dell'avanfossa.

2.5. – DESCRIZIONE DEI RIQUADRI

I riquadri sintetizzano sottoinsiemi di informazioni derivate dai dati disponibili. La scala di rappresentazione varia da 1 : 1.000.000 a 1 : 2.000.000 a seconda delle caratteristiche cartografate. I contenuti dei riquadri vengono brevemente riassunti, ad eccezione del riquadro INQUADRAMENTO GEOLOGICO REGIONALE che è trattato nel capitolo specifico, anche se le informazioni presentate vengono utilizzate ampiamente in altri capitoli delle Note Illustrative.

2.5.1. – *Ubicazione delle linee sismiche*

Nei riquadri del foglio NL33-6 Venezia sono riportate le linee sismiche acquisite dall'ISMAR-CNR e le linee CROP.

2.5.2. – *Gravimetria – Magnetometria*

Le anomalie gravimetriche sono tratte dalla Carta Gravimetrica d'Italia alla scala 1 : 1.250.000, a cura di FERRI *et alii* (2005), e sono state integrate da alcuni dati confidenziali forniti da ENI-Agip S.p.A. Le anomalie magnetiche dei due riquadri sono frutto della revisione della carta delle anomalie aeromagnetiche d'Italia compilata a cura di CARATORI TONTINI *et alii* (2004).

Le isoanomale di Bouguer, espresse in mgal, decrescono da sud a nord, passando da valori positivi a valori negativi, probabilmente in corrispondenza dell'approfondirsi dell'avanfossa sudalpina. Le anomalie magnetiche, espresse in nT, presentano un massimo relativo (10 nT) positivo proprio al centro dell'area del Foglio, a cui è difficile attribuire un significato geologico specifico.

2.5.3. – Diagramma cronostratigrafico

Il diagramma cronostratigrafico illustra i rapporti laterali tra le unità, derivati dalla stratigrafia dei pozzi e dalle geometrie osservate nei profili sismici. Sono indicate inoltre la presenza di discontinuità principali, la litologia, e il nome formazionale. La suddivisione cronostratigrafica, evidenziata in colore, segue la scala di riferimento indicata dal Servizio Geologico Nazionale. Le unità sismostratigrafiche utilizzate nell'interpretazione dei profili sismici sono indicate di lato per correlazione. Nel diagramma è indicata la presenza di intrusioni granitiche dell'Ordoviciano medio (MELI & SASSI, 2003), rinvenute solo in maniera puntiforme nel pozzo Assunta, che rappresentano il basamento venuto a giorno per erosione prima della deposizione della successione mesozoica tetidea. La successione permo-triassica è nota attraverso le perforazioni e registra i principali eventi del rifting che ha preceduto l'apertura della Tetide Alpina, con una sedimentazione che varia da continentale a marina marginale e di piattaforma nelle fasi iniziali (WOPFNER, 1984), per poi evolvere a sedimentazione marina a dominante carbonatica, con talora intercalate delle vulcaniti di affinità calcareo-calcarina nel Triassico medio (es. CASTELLARIN *et alii*, 1988). Col Triassico superiore si instaura l'esteso ambiente di piattaforme carbonatiche che caratterizza il dominio adriatico. Nella maggior parte dell'area del foglio i carbonati di piattaforma vengono anegati nel Giurassico, passando al dominio bacinale del Bacino Bellunese, con una successione sedimentaria comparabile a quella del Bacino Umbro-Marchigiano; soltanto nella porzione nord-orientale persiste la deposizione dei carbonati di mare basso della Piattaforma Friulana. Dall'Eocene in poi la successione diventa via via più marnosa nel dominio bacinale registrando la progressiva instaurazione del dominio di rampa esterna delle avanfosse appenniniche che avanzavano verso nord-est. In questo settore dell'Adriatico le facies sedimentarie tardo mioceniche dell'avampaese/rampa esterna dell'avanfossa indicano ridotte profondità deposizionali, che hanno favorito l'intensa erosione, in parte subaerea, legata all'abbassamento del livello del mare durante il Messiniano. L'attuale bacino di avanfossa si instaura col Pliocene ed è riempito da sedimenti prevalentemente fini, con spessori non particolarmente elevati (< 2.000 m) in quanto nel foglio è presente la parte distale dell'avanfossa.

2.5.4. – Schema tettonostratigrafico

Lo schema rappresenta una sezione ideale, che attraversa l'area in direzione SO-NE, nella quale le unità stratigrafiche sono state raggruppate in insiemi tectonicamente omogenei. Nella maggior parte del foglio l'annegamento della piattaforma carbonatica triassico-giurassica è seguita dal successivo sviluppo di un

dominio bacinale pelagico. Nel settore nord-orientale, invece, persistono i carbonati di mare basso della Piattaforma Friulana. Dall'Oligocene iniziano a depositarsi sedimenti di rampa esterna/avampaese relativi al sistema appenninico, e infine, col Pliocene arriva l'apporto dei sedimenti più marcatamente clastici dell'avanfossa, che vede le progradazioni quaternarie come ultima fase del riempimento del bacino.

2.5.5. – Carta della sismicità e delle strutture attive alla base del Quaternario

Questa carta riporta la sismicità strumentale e storica italiana secondo quanto registrato dalla rete sismica nazionale allestita dall'INGV (Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia) nel periodo 1981-2002 (catalogo CSI 1.1, CASTELLO *et alii*, 2006), e il catalogo parametrico dei terremoti avvenuti in epoca storica tra il 217 a.C. e il 2002 (estratti per questa mappa solo fino al 1980; catalogo CPTI04, GRUPPO DI LAVORO CPTI, 2004). La magnitudo utilizzata è quella del momento sismico che si esprime in scala logaritmica a partire dal momento sismico (cioè il prodotto dell'area della frattura per lo spostamento della faglia, per la resistenza massima alla rottura della roccia), grazie alla tecnica di inversione del tensore momento. Per il periodo dal Mondo Antico al 1980 è stata ricavata dalla magnitudo media, mentre per il periodo 1981-2002, è stato adottato il valore di inversione del tensore momento, secondo la tecnica detta CMT. L'unico meccanismo focale presente nel Foglio e quello del Global Centroid Moment Tensor Database, un tempo conosciuto come catalogo Harvard CMT, un data base che comprende eventi registrati dal gennaio 1976 fino al presente (www.globalcmt.org). Nella carta non è stato possibile riportare le strutture che risultano essere attive alla base della successione quaternaria, i cui spessori sono riportati nella Carta delle Isocrone degli Spessori del Quaternario, in quanto, sui profili sismici a nostra disposizione, non si evidenzia alcuna deformazione. La sismicità nel Foglio NL33-7 Venezia è piuttosto scarsa. Alcuni terremoti storici sono localizzati nella parte alta del Foglio.

2.5.6. – Carta delle isocrone degli spessori del Quaternario

La carta che rappresenta le isocrone (in metri perché il dato, a differenza degli altri fogli adriatici è stato ricostruito attraverso la correlazione tra pozzi) dei sedimenti quaternari risulta estremamente semplice e mostra un progressivo aumento dello spessore verso sud-ovest, che riflette la debole flessurazione dell'avampaese.

VII - ASPETTI APPLICATIVI

1. - IDROCARBURI

Il Foglio Venezia comprende una buona parte del sistema Anisico-Carnico esplorato da ENI-Agip S.p.A. con sismica 3D. L'analogia con i *reservoir* del Triassico medio del Sudalpino in Trento, Friuli e Lombardia fa ritenere a FRANCIOSI & VIGNOLO (2002) che ci sia un potenziale esplorativo nei depositi triassici sepolti sotto l'Adriatico, con possibile generazione di petrolio e gas termogenico. Questo dataset 3D venne acquisito nel 1991-92 da ENI-Agip S.p.A. fino a 7 secondi di registrazione ottenendo, grazie alla pluralità di sorgenti e ricevitori (la tecnica 3D consiste nello stendimento di un certo numero di streamer e di diversi array di cannoni), una copertura del 1500-3000 % e un campionamento di 2-4 ms. La risoluzione così raggiunta è molto elevata e si mantiene tale fino a 10 km di profondità, come nel caso del depocentro Ravenna (Fig. 37). L'area ha attraversato tutte le fasi salienti dell'evoluzione post-ercinica dal rifting triassico alla fase di convergenza e creazione delle catene nordvergenti, seguita dalla fase dinarica, l'inversione del sistema sudalpino fino alla creazione dell'avanfossa appenninica. La geometria 3D mostra due depocentri (in corrispondenza dei pozzi Ada 1 e Amelia 1, Fig 37) sotto il gruppo evaporitico di Raibl (tardo Carnico). Un altro depocentro potrebbe trovarsi a sud del pozzo Alessandra 1, sotto le evaporiti carniche. I pozzi di calibrazione indicano però un basso grado di maturità termica, perciò solo il bacino di Amelia, grazie al carico dell'avanfossa Plio-Quaternaria in corrispondenza del pozzo Ravenna, può rappresentare un alto potenziale di investimento. Un elemento in grado di

funzionare da trappola per gli idrocarburi è costituito dal complesso quadro delle strutture ladiniche che sono state riattivate, mantenendo lo stesso assetto generale, durante la compressione neogenica. Lo spesso *seal* (ovvero “tappo”) rappresentato dalle evaporiti di Raibl aumenta il potenziale di preservazione e maturazione del reservoir. Il campo Anisico-Carnico benché si trovi a profondità molto elevate (5.000-8.000 m) ha una colonna d’acqua sovrastante di soli 50 m, perciò è possibile lo sfruttamento di questo sistema petrolifero con le attuali tecnologie.

PROGETTO CARG

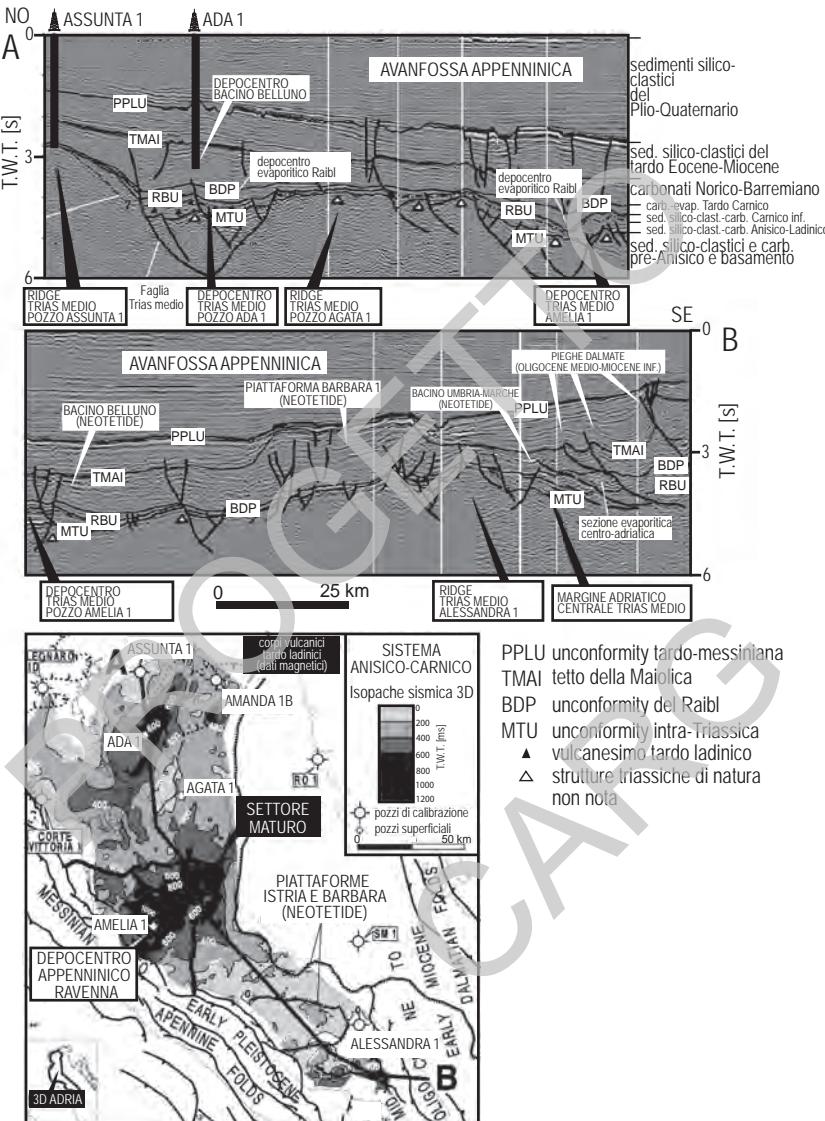


Fig. 37 – profilo sismico 3D AB lungo l'avanfossa appenninica, i depocentri triassici di significato esplorativo e le piattaforme mesozoiche dell'Adriatico settentrionale. Le isocronopache si riferiscono all'intervallo tra una unconformity triassica (di importanza esplorativa) e la base della Dolomia Principale. Modificata da FRANCIOSI & VIGNOLO (2002). Sono indicati i pozzi che danno il nome ai vari depocentri triassici individuati grazie alla sismica.

2. - RICERCA DI DEPOSITI SABBIOSI SOMMERSI PER IL RIPASCIMENTO COSTIERO

I depositi sabbiosi presenti nella piattaforma adriatica, appartenenti al *systems tract* trasgressivo (*TST*), affiorano come accumuli discontinui di spessore e forma variabile e rappresentano quello che resta dei depositi costieri e di spiaggia smantellati durante l'ultima trasgressione marina. Il ripascimento artificiale di spiagge in erosione rappresenta la tipologia di intervento più indicata per la protezione del litorale dall'erosione, fenomeno che affligge molti tratti delle coste adriatiche (CORREGGIARI A. *et alii*, 1996c). A partire dalla seconda metà degli anni '90, ingenti quantitativi di sabbia, pari a 8×10^6 m³ sono stati versati per ripascere le spiagge veneziane. Le sabbie, prelevate da depositi con spessore medio superiore al metro, contengono una bassa percentuale di pelite, inferiore al 5%, e sono state classificate come sabbie medie e medio-fini, $D_{50} > 150$ micron (CECCONI & ARDONE, 2003; Magistrato alle Acque di Venezia, 2006).

Nella piattaforma adriatica settentrionale, nell'ambito di una collaborazione tra ISMAR Bologna e la Direzione Difesa del Suolo della Regione del Veneto, sono in corso alcune ricerche geofisiche e geognostiche di dettaglio per quantificare i volumi di tutti i depositi sabbiosi potenzialmente sfruttabili per il ripascimento costiero. Come evidenziato nella descrizione della carta superficiale del Foglio NL33-7 Venezia, i depositi trasgressivi affiorano solo in alcune aree ed in fascie batimetriche ben definite. Dove la loro estensione è più consistente, la complessità interna rende necessaria l'acquisizione di profili sismoacustici molto ravvicinati e di un considerevole numero di vibrocarotaggi.

Altri tipi di depositi sfruttabili, che possono costituire un'alternativa vantaggiosa per interventi di ripascimento periodico di piccola e media entità, sono gli alti morfologici delle bocche tidali o degli apparati di foce fluviale composti prevalentemente da sabbie. I volumi di un delta di riflusso (*ebb delta*) nell'area nord adriatica, escludendo quelli della laguna di Venezia, sono stimati nell'ordine di qualche decina di milioni di metri cubi di sedimento (FONTOLAN *et alii*, 2007 e 2008).

APPENDICE 1**RILIEVI SISMICI A RIFLESSIONE E POZZI**

Per la costruzione della carta geologica del sottofondo sono stati utilizzati sia dati commerciali sia dati acquisiti allo scopo dall'ISMAR-CNR di Bologna. In questa appendice sono riportati: 1) Le caratteristiche dei rilievi sismici ISMAR-CNR, CROP (dalle iniziali di **CROsta Profonda**, una convenzione tra CNR, ed Enel) e dati di proprietà S.p.A.; 2) Le procedure interpretative comuni per tutti gli insiemi di profili sismici; 3) L'elenco dei pozzi utilizzati e indicati nella carta principale con un numero d'ordine.

1. - CARATTERISTICHE DEL RILIEVO SISMICO ISMAR-CNR

Il grigliato dei profili sismici ISMAR-CNR è stato pianificato in funzione delle conoscenze pregresse dell'area e della copertura di dati esistenti e disponibili. Il foglio NN33-9 Xgpg|k risulta omogeneamente rappresentato grazie soprattutto alla copertura regolare del rilievo (vedere riquadro **UBICAZIONE DELLE LINEE SISMICHE** nella Carta del Sottofondo). Questo rilievo è detto comunemente ministeriale perché venne commissionato dall'allora Ministero delle Attività Produttive per investigare le acque territoriali fino a 200 m di profondità.

1.1. – ACQUISIZIONE

I rilievi di sismica a riflessione multi canale ISMAR-CNR sono stati effettuati negli anni '90, come sorgente sismica si è utilizzato un *array* di 2 G-I Guns, con un intervallo di sparo variabile di 25 o 50 m. La registrazione digitale si è basata su un cavo sismico Teledyne di 600 m a 24 canali con campionamento ogni millisecondo, intervallo dei gruppi di idrofoni di 25 m e una copertura di 6 o 12, valore che indica il numero di volte che un punto del sottofondo marino è stato colpito dalle onde acustiche generate dagli scoppi. Il concetto di copertura sta alla base della ridondanza di informazione ottenibile con la tecnica a riflessione multicanale.

Per il rilievo CROP, condotto negli anni '90, si è utilizzato un *array* di *airgun*, costituito da 9 *sub-array* di 8 *airgun* ciascuno, con un intervallo di sparo di 50 m. La registrazione digitale si è basata su un cavo di 4500 m, con 180 canali distanziati tra loro 25 m, il campionamento ogni 4 millisecondi con una copertura di 45.

Per quanto riguarda il rilievo ENI-Agip S.p.A., Zona Economica Esclusiva B, effettuato verso la fine degli anni '60, è stato utilizzato un cavo di 2.400 m a 24 canali con intervallo tra idrofoni di 100 m, intervallo di sparo di 100 m, un campionamento ogni 2 millisecondi, una copertura di 12.

1.2. - ELABORAZIONE

Per quanto riguarda i dati sismici ISMAR-CNR è stata applicata ai dati una sequenza di elaborazione per raggiungere, come prodotto finale, delle sezioni migrate. Questa sequenza comporta i seguenti passaggi:

i) il ricampionamento del dato sismico a 2 millisecondi, se il numero di tracce della sezione lo rende necessario;

ii) la deconvoluzione per riportare il segnale alla sua forma ideale ed aumentare la risoluzione verticale. Gli oggetti geologici che si trovano in profondità sono meno definiti di quelli che si trovano più vicini alla superficie. La risoluzione sismica è una grandezza che si misura in termini di lunghezza d'onda, intesa come il rapporto tra la velocità e la frequenza. Dal momento che la frequenza dominante del segnale sismico decresce con la profondità, essendo le frequenze alte attenuate più rapidamente, la lunghezza aumenta con la profondità anche perché la velocità aumenta, pertanto gli oggetti posti in profondità devono essere più grandi di quelli posti a livelli più superficiali per poter essere risolti correttamente. La deconvoluzione è un passaggio dell'elaborazione del segnale sismico che serve proprio a recuperare le alte frequenze, attenuare le riflessioni

multiple ed equalizzare le ampiezze. Può anche essere definita come filtraggio inverso, perché è il processo opposto a quello di convoluzione che avviene all'interno della Terra in risposta ad una forma impulsiva di energia;

iii) il raggruppamento dei sismogrammi appartenenti allo stesso punto di riflessione (*sort*). Le tracce sismiche sono inizialmente organizzate per famiglie di spari, ovvero ogni sparo viene registrato da tutti i canali presenti nel sistema di ricezione. Questa organizzazione non consente di maneggiare i dati in modo efficace, per questo si passa il dato attraverso un procedimento che è detto di sorting, ovvero i dati vengono "setacciati" e riorganizzati per punto medio comune. Il punto medio comune (CMP) è un termine caratteristico della sismica a riflessione multi canale, indica il punto sulla superficie che risiede a metà strada tra la sorgente e il ricevitore ed è condiviso da un certo numero di coppie sorgente-ricevitore. Lo stesso punto viene in sostanza illuminato da un numero elevato di ricevitori. È questa ridondanza di segnale che aumenta notevolmente la qualità dei dati sismici e su cui si fonda il metodo multi canale stesso. Questo concetto è riassunto nel termine copertura, un numero che dipende dalla geometria di acquisizione, ne consegue che maggiore è la copertura migliore è il dato sismico;

iv) La differenza tra il tempo impiegato a raggiungere un ricevitore posto ad una certa distanza dalla sorgente ed una che invece coincide con la sorgente si chiama correzione di *normal move out* (NMO). Questa tecnica consiste nel creare delle sezioni dove si ha coincidenza geometrica tra sorgente e ricevitore. In sismica a riflessione quando la profondità degli orizzonti è più grande della massima distanza tra sorgente e ricevitore, la correzione di NMO è indipendente dalla velocità ciò vuol dire che qualunque velocità applicata, più o meno accurata, consente la somma corretta delle riflessioni;

v) l'analisi di velocità per stabilire le correzioni da applicare nella fase di *stack* (la spaziatura delle analisi della velocità influenza la qualità dello *stack* e per questo è opportuno rinfittire le analisi nelle zone strutturalmente e topograficamente più complesse);

vi) il *muting* serve per eliminare la parte del segnale non utilizzabile perché rumoroso (tipicamente onde d'aria, basse frequenze);

vii) il filtraggio variabile col tempo e di conseguenza con la profondità, per tenere conto dell'effetto filtro passa basso della Terra;

viii) la somma delle tracce appartenenti allo stesso punto di riflessione (*stack*) e produzione del profilo sismico elaborato;

ix) la migrazione del dato per riportare gli orizzonti sismici alla loro reale profondità e corretta geometria, consentendo un aumento della risoluzione laterale. La sismologia a riflessione possiede un limite laterale, ovvero non consente la definizione precisa dei contorni degli oggetti geologici che si trovano sotto la superficie. La migrazione consente di compensare questi effetti dovuti alla

natura ondulatoria del segnale sismico, in quanto collassa i pattern di diffrazione associati alle discontinuità dei riflettori, garantendo un'immagine più definita.

2. - INTERPRETAZIONE GEOLOGICA

L'interpretazione ha come obiettivo l'identificazione delle strutture deformative presenti ed il riconoscimento delle unità sismo-stratigrafiche. Questi due aspetti sono intimamente connessi e perciò, in sede operativa, sono stati affrontati parallelamente, anche se, per convenienza di esposizione, essi saranno trattati separatamente. Allo scopo sono stati utilizzati i profili sismici ISMAR-CNR, i profili CROP e quelli acquisiti da S.p.A. e le stratigrafie dei pozzi per l'esplorazione.

2.1. - INTERPRETAZIONE STRUTTURALE

Le principali strutture tettoniche che vengono identificate a seguito dell'interpretazione strutturale sono:

Pieghe: Vengono cartografati gli assi delle anticinali e sinclinali relativi alla superficie base del Plio-Quaternario. Qualora la struttura non interessi la suddetta base, la traccia dell'asse sarà riferita all'orizzonte piegato stratigraficamente più alto.

Faglie: Le faglie di cui sopra dislocano la base del Plio-Quaternario. Nel caso siano presenti faglie significative che non dislocano l'orizzonte base del Plio-Quaternario, queste possono essere indicate in mappa con riferimento all'orizzonte dislocato stratigraficamente più alto.

Sovrascorimenti: I sovrascorimenti sono superfici di taglio a basso angolo spesso associate a zone d'intensa deformazione, e pertanto piuttosto difficile da identificare essendo la loro immagine sismica disturbata da numerose iperboli di diffrazione. Anche in questo caso la superficie di riferimento è la base del Plio-Quaternario.

Ciglio di piattaforma: Viene cartografato il margine sepolto della piattaforma carbonatica mesozoica.

Assi di valli: Vengono cartografati gli assi delle valli formatesi per erosione subaerea durante le ultime fasi dell'abbassamento del livello marino.

2.2. - INTERPRETAZIONE SISMO-STRATIGRAFICA

Per l'interpretazione sismostratigrafica è stata adottata la seguente procedura:

- i) ricerca delle terminazioni laterali delle riflessioni e individuazione delle superfici che demarcano i limiti delle unità sismiche; per unità sismica si intende una successione di riflessioni relativamente concordanti limitata alla base e al tetto da superfici discordanti o dalle loro corrispettive superfici concordanti;
- ii) definizione della geometria tri-dimensionale delle unità sismiche e delle discontinuità che le delimitano tramite correlazione fra i vari profili;
- iii) all'interno delle unità sismiche viene analizzata la geometria delle riflessioni e carattere delle facies sismiche sulla base della continuità e dell'ampiezza delle riflessioni;
- iv) dopo questa analisi si ottiene una stratigrafia relativa fra le varie unità che vengono anche caratterizzate come unità deposizionali.
- v) le unità sismo-stratigrafiche riconosciute vengono poi caratterizzate in senso lito- e crono-stratigrafico attraverso le correlazioni con le stratigrafie di pozzo, qualora queste siano disponibili.

3. - ELENCO DEI POZZI PER L'ESPLORAZIONE PETROLIFERA

N.	Nome	Coor. WGS84 - lon., lat.	Profondità del mare (m)	Profondità raggiunta (m)
1	Ada 1	12°35'35", 45°10'55"	24,50	5179,70
2	Aida 1	12°44'57", 45°03'14"	31,00	1803,50
3	Amanda 1bis	13°00'38", 45°24'47"	27,00	7280,30
4	Amira 1	12°54'24", 45°19'28"	31,00	2578,10
5	Arcobaleno 1	12°31'16", 45°16'05"	22,00	1919,65
6	Arlecchino 1	12°33'24", 45°12'54"	27,10	1633,30
7	Attila 1	12°46'32", 45°07'05"	31,00	1547,00
8	Chioggia Mare 1	12°26'22", 45°14'49"	22,00	1703,00
9	Dacia 1	12°53'17", 45°00'54"	33,00	1697,00
10	Delia 1	12°52'45", 45°08'38"	31,00	1348,50
11	Demetra_1	12°54'11", 45°05'58"	33,50	1373,50
12	Donatella Ovest1	12°27'38", 45°09'15"	22,00	1904,00
13	Donatella Ovest2	12°25'55", 45°12'11"	24,00	1804,00
14	Dorotea 1	12°42'01", 45°09'37"	28,00	1655,50
15	Fabiola 1	12°30'38", 45°13'54"	24,00	1619,50
16	Gisella 1	12°36'09", 45°13'45"	27,00	1885,50
17	Giuditta 1	12°45'09", 45°15'01"	28,00	1242,00
18	Giuditta Ovest1	12°42'02", 45°13'46"	27,00	1509,50
19	Nadia 1	12°50'26", 45°03'56"	32,00	1614,00
20	Nicoletta 1	12°59'33", 45°00'20"	34,00	1358,00
21	Rebecca 1	12°46'09", 45°17'28"	27,00	1166,00
22	Triglia Mare 1	12°46'50", 45°18'11"	28,50	1834,50

PROGETTO
CARG

APPENDICE 2**ELENCO DELLE STAZIONI DI CAMPIONATURA****1. - STAZIONI DI CAROTAGGIO ACQUISITE PER IL PROGETTO**

Si riportano in Tab. 3 le sigle e i meta-dati relativi alle stazioni di carotaggio effettuate per il Progetto CARG nell'area del Foglio NL 33-7 Venezia. Il numero nella colonna di sinistra è quello che appare nella carta principale della carta superficiale. I carotaggi sono stati effettuati con diversi metodi a seconda delle litologie previste e sono stati posizionati su obiettivi definiti attraverso l'esame di profili sismici ad alta risoluzione. Profondità e lunghezza sono espresse in metri.

Tab. 3 - *Carotaggi nel Foglio NL 33-7 Venezia, carta superficiale.*

n.	SIGLA	TIPO	Lat N WGS	Lon E WGS	Profondità	Lunghezza
1	ADS70-3	VC	451908.735	124950.201	31,10	4,30
2	ADS70-5	VC	451044.715	122708.165	25,60	2,70
3	ADS70-6	CG 4	451150.723	125214.215	32,90	0,11
4	AD78-147	CG 4	451808.725	122650.156	19,50	0,60
5	AD78-148	CG 4	452014.728	122526.152	17,00	2,40
6	AD78-149	CG 4	452008.732	123114.164	20,00	1,78
7	AD78-150	CG 4	452056.733	123438.167	20,00	2,05

n.	SIGLA	TIPO	Lat N WGS	Lon E WGS	Profondità	Lunghezza
8	AD78-151	CG 4	451908.732	123902.181	21,00	1,20
9	AD78-152	CG 4	452020.735	124338.186	30,20	1,39
10	AD78-153	CG 4	451920.735	125302.206	30,00	1,30
11	AD78-154	CG 4	452050.739	125914.215	23,00	1,20
12	AD78-155	CG 4	451244.716	122620.162	27,50	1,34
13	AD78-156	CG 4	451544.726	124326.192	30,00	0,93
14	AD78-157	CG 4	451744.737	130108.224	32,90	1,20
15	AD78-158	CG 4	451244.727	130008.226	32,00	0,70
16	AD78159	CG 4	450944.722	130002.232	29,30	2,12
17	AD78-160	CG 4	451114.721	124720.205	27,40	0,38
18	AD78-161	CG 4	451050.721	124326.198	27,40	1,02
19	AD78-162	CG 4	450526.709	123144.181	25,00	0,48
20	AD78-163	CG 4	450550.706	122708.171	31,10	0,63
21	AD78-169	CG 4	450120.706	125144.224	32,90	2,65
22	AD78-170	CG 4	450026.708	130238.247	36,00	3,10
23	SW90-05	CG 4	452029.76	124123.345	23,00	1,60
24	CM91-01	VC	452014.161	124256.351	23,50	3,70
25	CM91-02	VC	452020.76	124224.548	21,60	0,70
26	CM91-03	VC	452019.561	124217.348	21,45	0,55
27	CM91-04	VC	452018.359	124222.151	21,50	0,64
28	CM91-05	VC	452118.961	124106.547	24,70	0,67
29	CM92-7	BC	450331.866	123137.164	0,00	0,00
30	PDP94-8	SW	450226.704	123017.181	23,00	0,23
31	PDP94-9	SW	450246.504	123032.784	25,00	0,23
32	PDP94-10	SW	450213.502	122942.383	20,00	0,24
33	CM95-1	CG 4	450724.555	124440.364	31,20	2,65
34	CM95-2	CG 6	450721.675	124440.904	31,02	3,00
35	CM95-3	CG 6	450716.275	124440.425	35,60	4,35
36	CM95-4	CG 6	450727.316	124439.284	30,95	3,60
37	CM95-5	CG 4	450730.736	124441.444	31,14	3,40
38	CM95-6	CG 6	450151.361	122902.602	17,39	1,90
39	CM95-7	CG 6	450203.062	122913.64	19,17	0,00
40	CM95-8	CG 6	450202.162	122914.18	19,16	2,25
41	CM95-9	CG 4	450222.502	122944.543	22,87	3,90
42	KS02-185B	BC	450054.09	123444.316	29,70	0,00

n.	SIGLA	TIPO	Lat N WGS	Lon E WGS	Profondità	Lunghezza
43	KS02-203	BC	450052.122	123057.126	20,22	0,00
44	KS02-20	BC	450004.56	123236.162	20,53	0,00
45	VE04-02	SW	453642.219	130311.444	10,10	0,59
46	VE04-03	CG 4	453607.624	130342.212	13,70	2,36
47	VE04-04	SW	453609.226	130342.202	13,60	1,06
48	VE04-05	CG 4	453642.006	130311.615	10,30	2,29
49	VE04-06	CG 4	454246.657	133723.169	15,60	3,27
50	VE04-07	CG 4	454248.016	133602.755	13,50	3,11
51	VE04-08	SW	454245.22	133559.887	13,60	1,20
52	VE04-09	CG 4	454246.69	133522.002	11,80	2,00
53	VE04-10	SW	454246.427	133522.271	11,60	1,21
54	VE04-11	CG 4	453832.901	133518.314	24,50	2,60
55	VE04-12	CG 4	453757.948	134103.574	22,50	2,26
56	VE04-13	SW	453758.566	134105.388	22,50	1,24
57	VE04-14	CG 4	453915.449	134309.024	21,70	3,82
58	VE04-15	CG 4	453859.868	134239.906	21,90	3,11
59	VE04-16	CG 4	454339.912	134045.018	14,00	3,13
60	VE04-18	CG 6	453816.878	133348.198	22,00	1,40
61	VE04-19	CG 6	453636.318	130639.744	12,90	3,13
62	VE04-20	SW	453636.258	130639.618	12,60	1,09
63	VE04-21	CG 6	453700.834	130619.974	9,90	3,10
64	VE04-22	SW	453700.84	130619.968	9,90	0,82
65	VE04-23	VG 4	453545.636	125937.476	12,50	3,47
66	VE04-25	CG 4	452718.63	125011.958	23,20	0,67
67	VE04-30	CG 4	452111.058	122610.086	16,50	0,95
68	VE04-31	CG 4	450411.604	124836.66	32,20	3,56
69	VE04-32	CG 4	451532.868	125321.81	31,80	1,32
70	VE04-33	CG 4	451523.994	125317.298	28,90	2,00
71	VE04-35	BE	451108.928	125042.126	0,00	0,00
72	VE05-01	CG 4	452833.931	124340.332	18,50	0,87
73	VE05-02	CG 4	452934.112	124255.807	14,01	2,52
74	VE05-03	CG 4	451358.998	122012.078	14,70	2,40
75	VE05-04	CG 2	451902.68	122820.456	20,20	1,31
76	VE05-05	CG 4	454200.097	133459.279	12,80	2,72
77	VE05-06	CG 4	453708.49	133030.37	21,00	2,28

n.	SIGLA	TIPO	Lat N WGS	Lon E WGS	Profondità	Lunghezza
78	VE05-07	CG 4	453412.569	125845.625	16,40	0,10
79	VE05-08	CG 4	453403.89	125856.713	17,70	1,65
80	VE05-09	CG 4	452235.234	130400.152	30,50	1,84
81	VE05-10	CG 4	453058.041	130811.962	22,40	2,59
82	VE05-11	CG 4	453138.641	130811.87	20,20	2,67
83	VE05-12	CG 4	450326.87	122754.32	21,30	1,55
84	VE05-13	SW	450326.459	122754.685	0,00	0,00
85	VE05-18	CG 4	451206.098	124136.619	28,10	1,71
86	VE05-19	CG 4	451533.189	124100.42	27,90	1,91
87	VE05-20	CG 4	452158.56	123559.258	19,70	2,21
88	VE05-21	CG 4	452406.462	123322.67	19,00	2,60
89	VE05-22	CG 4	453024.776	124525.051	14,50	2,92

Le coordinate geografiche sono espresse in gradi minuti secondi.xx in datum WGS84.

Le sigle relative al tipo di strumento utilizzato sono:

CG = Carotiere a gravità (numero = lunghezza del tubo del carotiere)

CV = Carotiere a vibrazione

SW = Carotiere acqua-sedimento (lunghezza tubo 1,3 m)

KC = Carotiere Kasten

BC = Box Corer

BE = Benna

APPENDICE 3**ANALISI MACROPALeONTOLOGICHE****1. - SISTEMI DI STAZIONAMENTO ALTO**

Le peliti di piattaforma e di prodelta del complesso hs1, sono caratterizzate da associazioni a bassa diversità tassonomica, dominate da organismi infaunali e semi-infaunali, detritivori, principalmente molluschi (e.g., *Turritella communis*, *Corbula gibba*) ed echinidi irregolari (spatangoidi).

2. - SISTEMI TRASGRESSIVI

I depositi trasgressivi (sia il complesso tp1 che il tp2) sono caratterizzati alla base da depositi condensati contenenti bioclasti e biosomi rimaneggiati pertinenti ad ambienti marini litorali (e.g., *Chamelea gallina*), di transizione (e.g. *Hydrobia ventrosa*, *Cerastoderma glaucum*, *Abra ovata*) o anche continentali (fluvio-lacustri *Physa fontinalis*, *Planorbarius corneus*, *Pisidium* spp., e terrestri *Helicidae* sp.). A questi seguono depositi marini infralittorali, talora con associazioni macrofaunistiche abbastanza diversificate.

3. - SISTEMI DI STAZIONAMENTO BASSO E DI CADUTA

Le unità pertinenti a questi sistemi di ambiente continentale sono generalmente poco fossilifere, talora anche in relazione a processi diagenetici. Litologie pelitiche, associate ad ambienti lacustrini anche effimeri o ad argille di *overbank*,

talvolta caratterizzasti da associazioni dulciaquicole (e.g., *Bithynia tentaculata*, *Planorbarius corneus*, *Gyraulus crista*, *G. albus*, Characea) e terrestri (e.g., *Vertigo pygmaea*, Helicidae spp.).

4. – RISULTATI

Sono state eseguite analisi macropaleontologiche di dettaglio su alcuni dei carotaggi selezionati; i campioni sono stati setacciati utilizzando maglie standard di 63 µm, 0,5 mm, 1 mm. I risultati riportati sotto sono relativi alla componente macrofaunistica (ad esclusione quindi di foraminiferi, ostracodi ed altri microfossili), indipendentemente dalla loro taglia. In tutte le stazioni la componente principale è rappresentata da molluschi, seguita da policheti, echinidi irregolari, decapodi, ecc. In maggioranza sono stati recuperati resti scheletrici carbonatici (conchiglie) di organismi bentonici, mentre la relativa componente vivente di ogni stazione è risultata subordinata.

I dati macropaleontologici delle carote Ads70 e Ad78 sono stati emendati dalle liste tassonomiche pubblicate da TAVIANI *et alii* (1978).

Carota n.1 (Ads70-3; prof. 31,1 m; lungh. 417 cm)

0-1 cm. Molluschi: (Gasteropodi) *Turritella communis*, *Bittium reticulatum* (juv), (Bivalvi) *Timoclea ovata*, Veneridae sp, resti di conchiglie indeterminate

46-47 cm. Residuo scarso, presenti resti di molluschi marini litorali rimaneggiati. Molluschi: (Gasteropodi) *Bittium reticulatum* (juv), (Bivalvi) Bivalve ind

95-96 cm. Malacofauna scarsa, presenti rari polmonati terrestri. Molluschi: (Gasteropodi) *Vallonia pulchella*, *Vertigo pygmaea*. Malacofauna continentale terrestre.

177-178 cm. Sterile

Carota n.18 (Ad78-161; prof. 27,4 m; lungh. 102 cm)

6-7 cm Molluschi: (Poliplacofori) *Acanthochitona fascicularis*, (Gasteropodi) *Jujubinus exasperatus*, *Bythinia tentaculata* (opercoli), *Alvania punctura*, *Rissoa interrupta*, *Turritella communis* (juv), *Caecum trachea*, *Bittium reticulatum*, *Euspira pulchella*, *Mangelia attenuata*, *Smithiella costulata*, *Turbonilla cf lactea*, (Bivalvi) *Nuculana* sp, *Modiolula phaseolina*, *Musculus cf discors*, *Aequipecten opercularis*, *Pectinidae* sp, *Anomia ephippium*, *Mysella bidentata*, *Parvicardium papillosum*, *Parvicardium* sp, *Acanthocardia echinata* (juv), *Gouldia minima*, Veneridae sp, *Abra nitida*, *Hiatella arctica*, *Corbula gibba*.

18-23 cm. Molluschi: (Poliplacofori) *Lepidopleurus cancellatus*, *Chiton olivaceus*, *Acanthochiton fascicularis*, *Callochiton septemvalvis*, *Ischnochiton rissoi*, (Gasteropodi) *Scissurella costata*, *Diodora* sp (juv), *Acmaea virginea*, *Calliostoma* sp (juv), *Gibbula* sp, *Jujubinus exasperatus*, *Jujubinus striatus*, *Tricolia pullus*, *Bithynia tentaculata* (opercoli), *Ceratia proxima*, *Rissoa interrupta*, *Alvania beani*, *Alvania cimex*, *Alvania geryonia*, *Alvania hirta*, *Alvania punctura*, *Manzonia crassa*, *Obtusella alderi*, *Pusillina parva*, *Pusillina radiata*, *Turritella communis*, *Bittium reticulatum*, *Bittium scabrum*, *Cerithiopsis minima*, *Cerithiopsis tubercularis*, *Triphora perversa*, *Epitonium clathrus*, *Aclis minor*, *Eulima glabra*, *Melanella polita*, *Calyptraea chinensis*, *Aporrhais pespelecani* (juv), *Euspira nitida*, *Trophon muricatus* (juv), *Mitrella* sp (juv), *Nassarius pygmaeus*, *Pusia* sp, *Gibberula philippi*, *Haedropleura septangularis*, *Mangelia attenuata*, *Bela nebula*, *Mangelia rugulosa*, *Smithiella costulata*, *Raphitoma* cf *purpurea*, *Acteon tornatilis*, *Ringicula auriculata*, *Cylinchna umbilicata*, *Cylinchna* sp, *Weintraubia diaphana*, *Retusa truncatula*, *Rhizorus acuminatus*, *Chrysallida excavata*, *Chrysallida obtusa*, *Phasianema costatum*, *Odostomia plicata*, *Odostomia rissoides*, *Odostomia unidentata*, *Odostomia* sp, *Turbanilla lactea*, *Turbanilla rufa*, *Turbanilla* sp, (Bivalvi) *Nucula nucleus*, *Nuculana pella*, *Arca noae*, *Arca tetragona*, *Striarca lactea*, *Glycymeris* sp (juv), *Modiolula phaseolina*, *Musculus* cf *discors* (juv), *Hyalopecten similis*, *Aequipecten opercularis*, *Limatula subauriculata*, *Anomia ephippium*, *Lucinella divaricata*, *Kellia suborbicularis*, *Mysella bidentata*, *Parvicardium papillosum*, *Acanthocardia echinata* (juv), *Gouldia minima*, *Pitar rudis*, *Venus verrucosa*, *Timoclea ovata*, *Chamelea gallina* (juv), *Tellina pulchella*, *Abra prismatica*, *Spisula subtruncata*, *Phaxas pellucidus*, *Hiatella arctica*, *Corbula gibba*, *Gastrochaena dubia*, *Thracia distorta*, (Scafopodi) *Antalis inaequicostata*, *Cadulus politus*.

Malacofauna mista, prevalentemente marina.

89-90 cm. Molluschi: (Gasteropodi) cf *Turbanilla rufa*, (Bivalvi) *Parvicardium* sp.

150-151 cm. Molluschi: (Gasteropodi) *Vallonia* sp (juv), (Bivalvi) *Parvicardium* sp, *Tellinidae* sp. Residuo scarso e caratterizzato dalla presenza di polmonati terrestri e da frammenti rimaneggiati di molluschi marini.

Carota n.22 (Ad78-170; prof. 36 m; lungh. 314 cm)

6-7 cm. Molluschi: (Poliplacofori) *Chiton* sp, (Gasteropodi) *Putilla* sp, *Pusillina inconspicua*, *Turritella communis* (juv), *Bittium reticulatum* f, cf *Cerithium* sp, *Calyptraea chinensis*, *Nassarius pygmaeus*, *Acteon tornatilis*, *Chrysallida emaciata*, (Bivalvi) *Nucula nucleus*, *Musculus* cf *discors* (juv), *Hyalopecten similis*, *Aequipecten opercularis*, *Anomia ephippium*, *Plagiocardium*

papillosum, *Parvicardium* sp, *Gouldia minima*, *Timoclea ovata*, *Abra* sp, *Phaxas pellucidus*, *Corbula gibba*, *Lentidium mediterraneum*. Malacofauna prevalentemente marina.

54-55 cm. Molluschi: (Gasteropodi) *Hydrobia ventrosa*, *Turritella communis*, *Bittium reticulatum*, *Nassarius* sp, *Haminoea hydatis* (juv), *Pyrunculus* sp, *Chrysallida obtusa*, *Odostomia* sp, *Ebala nitidissima*, (Bivalvi) *Hyalopecten similis*, *Mysella bidentata*, *Cerastoderma glaucum*, *Abra segmentum*, *Corbula gibba*, *Lentidium mediterraneum*, *Pandora* sp, (Scafopodi) *Fustiaria rubescens*.

90-91 cm. Molluschi: (Gasteropodi) *Hydrobia ventrosa*, *Bittium reticulatum*, *Chrysallida obtusa*, *Ebala nitidissima*, (Bivalvi) *Mytilidae* sp juv, *Pectinidae* sp (juv), *Cerastoderma glaucum*, *Chamelea gallina* (juv), *Abra segmentum*, *Lentidium mediterraneum*.

134-135 cm. Molluschi: (Gasteropodi) *Theodoxus* sp, *Hydrobia ventrosa*, *Bittium reticulatum*, *Eulimella cf acicula*, *Turbonilla* sp, (Bivalvi) *Mytilidae* sp (juv), *Pisidium cf amnicum*, *Cerastoderma glaucum*, *Chamelea gallina*, *Abra* sp, *Hiatella arctica*, *Corbula gibba*, *Lentidium mediterraneum*. Malacofauna mista marina, eurialina e dulciacquicola.

199-200 cm. Planorbidae sp, Tritume conchigliare; malacofauna continentale dulciacquicola.

303-304 cm. Sterile

Carota n.34 (CM95-2; prof. 31m; lungh. 299 cm)

8-11 cm. Molluschi: (Gasteropodi) *Bittium submamillatum*, *Turritella communis*, *Pusillina* sp., *Euspira nitida*, *Mangelia* sp, *Turbonilla* sp, (Bivalvi) *Nuculana pella*, *Arca tetrica*, *Modiolula phaseolina*, *Aequipecten opercularis*, *Anomia ephippium*, *Mysella bidentata*, *Plagiocardium papillosum*, *Chamelea gallina* (juv), *Timoclea ovata*, *Pitar rufus*, *Corbula gibba* (comune), *Lentidium mediterraneum*, *Hiatella arctica*, (Scafopodi) *Antalis inaequicostata*.

15-19 cm. Molluschi: (Gasteropodi) *Scissurella costata*, *Jujubinus montagui*, *Bittium reticulatum*, *Bittium scabrum*, *Bittium submamillatum*, *Turritella communis*, *Monophorus* sp, *Epitonium aculeatum*, *Rissoa cf splendida*, *Pusillina inconspicua*, *Alvania cancellata*, *Alvania cimex*, *Obtusella* sp, *Hydrobia ventrosa*, *Euspira nitida*, *Nassarius pygmaeus*, *Bela* sp, *Odostomia* sp, *Turbonilla* sp, *Cylichna crossei*, (Bivalvi) *Nucula ex gr nucleus*, *Arca tetrica*, *Chlamys varia*, *Anomia ephippium*, *Myrtea spinifera*, *Mysella* sp, *Mysella bidentata*, *Acanthocardia deshayesi*, *Cerastoderma glaucum*, *Tellina distorta*, *Azorinus chamasolen*, *Chamelea gallina* (juv), *Timoclea ovata*, *Venerupis* sp, (Scafopodi) *Antalis inaequicostata*, *Pulsellum lofotense*.

Echinidi: radioli e frammenti.

Briozoi: frammenti.

Ostracodi: diverse specie non identificate.

32-35 cm. Molluschi: (Poliplacofori) *Chiton* sp, *Acanthochitona* sp, (Gasteropodi) *Jujubinus montagui*, *Gibbula* sp, *Bittium reticulatum*, *Monophorus* sp, *Cerithiopsis* sp, *Turritella communis*, *Pusillina inconspicua*, *Caecum trachea*, *Hyalea vitrea*, *Euspira* sp, *Nassarius pygmaeus*, *N. reticulatus*, *Chrysallida* sp, *Eulimella* sp, *Odostomia* sp, *Bulla* sp, *Volvulella acuminata*, (Bivalvi) *Nucula* ex gr *nucleus*, *Nuculana pella*, *Arca tetragona*, *Modiolula phaseolina*, *Aequipecten opercularis*, *Myrtea spinifera*, *Plagiocardium papillosum*, *Tellina distorta*, *Abra alba*, *Abra prismatica*, *Timoclea ovata*, *Gouldia minima*, *Dosinia lupinus* (juv), *Pitar rufus*, *Lentidium mediterraneum*, *Hiatella arctica*.

Echinidi: radioli e frammenti.

Briozoi: frammenti.

Ostracodi: diverse specie non identificate.

46-50 cm. Molluschi: (Gasteropodi) cf *Bittium submamillatum*; *Nassarius* sp, *Ebala pointeli* (juv), (Bivalvi) *Mytilidae* spp, *Cerastoderma glaucum*.

Ostracodi: poche specie.

70-73 cm. Molluschi: (Gasteropodi) *Rissoa* sp, *Hydrobia ventrosa*, (Bivalvi) *Cerastoderma glaucum*, *Lentidium mediterraneum*. Malacofauna prevalentemente eurialina.

Echinidi: radioli e frammenti.

Ostracodi: diverse specie non identificate.

81-85 cm. Molluschi: (Gasteropodi) *Bittium submamillatum*, *Nassarius nitidus*, (Bivalvi) *Cerastoderma glaucum*.

Ostracodi: diverse specie non identificate.

171-172 cm. Molluschi: (Gasteropodi) *Rissoa* sp, *Hydrobia ventrosa*.

Ostracodi: poche specie, bassa diversità (molto comuni).

Carota n.36 (CM95-4; prof. 30.95 m; lungh. 360 cm)

8-10 cm. Molluschi: (Gasteropodi) *Tricolia* sp, *Bittium reticulatum*, *Bittium scabrum*, *Bittium submamillatum*, *Hyalea vitrea*, *Euspira* cf *macilenta*, *Nassarius pygmeus*, *Mitrella* sp, *Odostomia* sp, *Turbanilla rufa*, *Ringicula auriculata*, *Planorbarius corneum*, (Bivalvi) cf *Nucula* ex gr *nucleus*, *Nucula nitidosa*, *Modiolula phaseolina*, *Chlamys glabra*, *Anomia ephippium*, *Acanthocardia echinata*, *Plagiocardium papillosum*, *Phaxas pellucidus*, *Tellina distorta*, *Chamelea gallina*, *Corbula gibba*.

25-28 cm. Molluschi: (Gasteropodi) *Jujubinus montagui*, *Bittium reticulatum*, *Bittium scabrum*, *Bittium submamillatum*, *Turritella communis*, *Monophorus* sp, *Cerithiopsis* sp, *Melanella* sp, *Rissoa* sp, *Pusillina inconspicua*, *Alvania cimex*, *Bithynia tentaculata*, *Caecum auriculatum*, *Caecum trachea*, *Hydrobia ventrosa*, *Hyalea vitrea*, *Calyptrea chinensis*, *Euspira macilenta*, *Nassarius pygmaeus*,

Eulimella sp, *Turbanilla* sp, *Acteon tornatilis*, *Cylichna* sp, *Cylichna crossei*, *Styliola subula*, (Bivalvi) *Nucula ex gr nucleus*, *Nuculana pella*, *Glycymeris* sp, *Modiolarca* sp, *Modiolula phaseolina*, *Palliolum incomparabile*, *Chlamys varia*, *Anomia ephippium*, *Loripes lacteus*, *Myrtea spinifera*, *Acanthocardia echinata*, *Plagiocardium papillosum*, *Laevicardium crassum*, *Spisula subtruncata*, *Phaxas pellucidus*, *Tellina distorta*, *Donax venustus*, *Abra segmentum*, *Abra prismatica*, *Chamelea gallina*, *Timoclea ovata*, *Pitar rufus*, *Corbula gibba*, *Lentidium mediterraneum*, *Hiatella arctica*, *Cuspidaria cuspidata*, (Scafopodi) *Antalis inaequicostata*.

Annelidi: *Serpulidae* spp.

Ostracodi: diverse specie non identificate.

Echinidi: radioli e frammenti.

Briozoi: frammenti.

52-54 cm. Molluschi: (Gasteropodi) *Caecum trachea*, *Turbanilla* sp, (Bivalvi) cf *Mytilus* (juv), *Acanthocardia echinata*, *Plagiocardium papillosum*, *Tellina distorta*, *Abra* sp, (Scafopodi) *Antalis inaequicostata*.

Echinidi: radioli e frammenti.

Ostracodi: diverse specie non identificate.

129-131 cm. Molluschi: (Gasteropodi) *Bittium reticulatum*, (Bivalvi) *Mytilidae* sp (cf *Mytilus*) juv, *Cerastoderma glaucum* (juv).

Ostracodi: poche specie, *Candona* spp.

190-192 cm. Molluschi: (Gasteropodi) *Aclis* sp, (Bivalvi) *Plagiocardium papillosum*, *Cerastoderma glaucum* (juv).

Echinidi: radioli e frammenti.

Ostracodi: poche specie.

246-248 cm. Molluschi: (Gasteropodi) *Planorbarius corneus*, (Bivalvi) *Mytilidae* sp (juv), *Cerastoderma glaucum* (juv).

Ostracodi: poche specie, *Candona* spp.

285-289 cm. Molluschi: (Gasteropodi) *Ebala pointeli*, (Bivalvi) *Mytilidae* sp., *Lentidium mediterraneum*.

Echinidi: radioli e frammenti.

Ostracodi: poche specie, *Candona* spp.

348-351 cm. Molluschi: (Gasteropodi) *Ebala pointeli*, (Bivalvi) *Mytilidae* sp., *Cerastoderma glaucum*, *Lentidium mediterraneum*.

Echinidi: radioli e frammenti.

Ostracodi: poche specie, *Candona* spp.

Carota n.37 (CM95-5; prof. 31.1 m; lungh. 340 cm)

2-4 cm. Molluschi: (Gasteropodi) *Bittium submamillatum*, *Turritella communis*, (Bivalvi) *Nucula* sp, *Nuculana pella*, *Saccella commutata*, *Anomia ephippium*, *Plagiocardium papillosum*, *Tellina distorta*, *Abra* sp., *Corbula gibba*.

Echinidi: radioli e frammenti.

Ostracodi: poche specie.

13-19 cm. Molluschi: (Gasteropodi) *Jujubinus montagui*, *Tricolia* sp (opercolo), *Bittium reticulatum*, *Monophorus* sp, *Epitonium* sp., *Pusillina* sp, *Alvania cimex*, *Bithynia tentaculata*, *Caecum trachea*, *Hyalea vitrea*, *Calyp特rea chinensis*, *Aporrhais pespelecani*, *Euspira macilenta*, *Euspira nitida*, *Ocinebrina edwardsii*, *Trophon muricatus*, *Nassarius pygmæus*, *Bela* sp, *Philbertia* sp, *Odostomia* sp, *Acteon tornatilis*, *Turbanilla* sp, *Vallonia pulchella*, *Basommatophora* sp, (Bivalvi) *Nucula* sp, *Saccella commutata*, *Nuculana pella*, *Striarca lactea*, *Modiolula phaseolina*, *Pecten jacobeus*, *Aequipecten opercularis*, *Chlamys glabra*, *Chlamys varia*, *Anomia ephippium*, *Myrtea spinifera*, *Mysella bidentata*, *Acanthocardia aculeata*, *Plagiocardium papillosum*, *Phaxas pellucidus*, *Gari fervensis*, *Tellina* sp, *Tellina distorta*, *Abra alba*, *Abra prismatica*, *Chamelea gallina* (juv), *Timoclea ovata*, *Pitar rufus*, *Corbula gibba*, *Hiatella arctica*, *Thracia* sp, *Cuspidaria cuspidata*, (Scafopodi) *Antalis inaequicostata*, *Pulsellum lofotens*.

29-32,5 cm. Molluschi: (Poliplacofori) *Chiton olivaceus*, (Gasteropodi) *Scissurella* sp, *Bittium submamillatum*, *Monophorus* sp, *Aclis* sp, *Epitonium commune*, *Melanella* cf *polita*, *Bithynia tentaculata* (opercolo), *Caecum trachea*, *Euspira nitida*, *Aporrhais pespelecani*, *Smithiella smithi*, *Odostomia* sp., *Turbanilla rufa*, *Styliola subula*, (Bivalvi) *Nucula* sp, *Nuculana pella*, *Striarca lactea*, *Chlamys varia*, *Anomia ephippium*, *Myrtea spinifera*, *Plagiocardium papillosum*, *Tellina distorta*, *Clausinella brongniartii* (juv), *Timoclea ovata*, *Pitar rufus*, *Corbula gibba*, (Scafopodi) *Antalis inaequicostata*.

Echinidi: radioli e frammenti.

Ostracodi poche specie.

Briozoi: frammenti.

44-46 cm. Molluschi: (Gasteropodi) *Bittium* sp, *Nassarius* sp, (Bivalvi) *Nucula* sp, *Plagiocardium papillosum*, *Acanthocardia* sp, *Corbula gibba*.

Echinidi: radioli e frammenti.

Ostracodi poche specie.

Briozoi: frammenti.

67-68 cm. Sterile.

71-73 cm. Sterile.

93-95 cm. Residuo coesivo argilloso.

109-111 cm. Pochissimo residuo (perlopiù mica), rarissimi frammenti di Bivalvi.

161-163 cm. Rari frammenti di bivalvi e di gasteropodi.

Carota n.33 (CM95-1; prof. 31.2 m; lungh. 265 cm)

1-2 cm. Molluschi: (Gasteropodi) *Turritella communis*, *Caecum trachea*, (Bivalvi) *Nuculana pella*, *Nucula* sp, *Aequipecten opercularis*, *Anomia ephippium*, *Plagiocardium papillosum*, *Phaxas pellucidus*, *Chamelea gallina*, *Corbula gibba*, (Scafopodi) *Antalis inaequicostata*.

Echinidi: radioli e frammenti.

Ostracodi diverse specie.

12-13cm. Molluschi: (Gasteropodi) *Bittium submamillatum*, *Turritella communis*, *Eulimella* sp, *Pusillina* sp., *Bythinia tentaculata* (opercoli), *Bela* spp, *Odostomia* sp, (Bivalvi) *Nucula* ex gr *nucleus*, *Nuculana pella*, *Saccella commutata*, *Striarca lactea*, *Modiolula phaseolina*, *Hyalopecten similis*, *Anomia ephippium*, *Plagiocardium papillosum*, *Phaxas pellucidus*, *Tellina* sp, *Corbula gibba*, *Hiatella arctica*, (Scafopodi) *Antalis inaequicostata*.

Echinidi: radioli e frammenti.

Ostracodi diverse specie.

20-23 cm. Molluschi: (Gasteropodi) *Tricolia* sp. (opercolo), *Bittium reticulatum*, *Bittium submamillatum*, *Turritella communis*, *Rissoa cf splendida*, *Pusillina* sp, *Caecum auriculatum*, *Caecum trachea*, *Alvania cimex*, *Aporrhais pespelecani* (juv), *Euspira nitida*, *Nassarius pygmaeus*, *Raphitoma* sp, *Comarmordia gracilis*, *Chrysallida* sp, *Odostomia* sp, *Turbanilla* sp, *Turbanilla rufa*, (Bivalvi) *Nucula nitidosa*, *Saccella commutata*, *Nuculana pella*, *Glycymeris* sp, *Mytilus galloprovincialis*, *Aequipecten opercularis*, *Myrtea spinifera*, *Hemilepton* sp, *Acanthocardia echinata*, *Plagiocardium papillosum*, *Laevicardium crassum*, *Cerastoderma glaucum*, *Tellina distorta*, *Tellina incarnata*, *Phaxas pellucidus*, *Donax cf semistriatus* (bioeroso), *Donax venustus*, *Gari fervensis*, *Abra* sp, *Chamelea gallina* (frgt e juv), *Timoclea ovata*, *Pitar rudis*, *Corbula gibba* (comune), *Lentidium mediterraneum*.

Briozoi.

Alghe calcaree (rare).

Echinidi: frammenti e radioli.

Otoliti.

Ostracodi spp.

24-28 cm. Molluschi: (Gasteropodi) *Theodoxus fluviatilis*, *Gibbula* sp, *Bittium reticulatum*, *Bittium scabrum**, *Rissoa* sp, *Pusillina inconspicua*, *Monophorus* sp, *Aclis* sp., *Bythinia tentaculata* (opercoli), *Caecum trachea*, *Hydrobia ventrosa**, *Bela* sp, *Raphitoma coronata*, *Chrysallida* sp, *Eulimella* sp, *Turbanilla* sp, *Turbanilla lactea*, *Turbanilla rufa*, *Acteon tornatilis*, *Ebala pointeli*, (Bivalvi) *Nucula nitidosa*, *Nuculana pella*, *Glycymeris* sp, *Striarca lactea*, *Modiolula phaseolina*, *Aequipecten opercularis*, *Chlamys varia*, *Anomia ephippium*, *Loripes*

*lacteus**, *Plagiocardium papillosum*, *Acanthocardia aculeata*, *Cerastoderma glaucum**, *Gastrana fragilis**, *Abra* sp., *Abra segmentum**, *Venus verrucosa* (juv), *Chamelea gallina*, *Timoclea ovata*, *Gouldia minima*, *Pitar rufus*, *Corbula gibba*, *Lentidium mediterraneum*, *Pholas dactylus*, (Scafopodi) *Antalis inaequicostata*.

Foraminiferi spp., Ostracodi spp., Briozoi, frammenti e radioli di Echinidi.

41-43 cm. Molluschi: (Gasteropodi) *Bittium* sp., *Turritella communis*, *Rissoa* sp., *Pusillina* sp., *Caecum trachea*, *Caecum auriculatus*, *Euspira* cf. *macilenta*, *Odostomia* sp., *Acteon tornatilis*, (Bivalvi) *Mytilidae* sp., *Aequipecten opercularis*, *Lucinella divaricata*, *Acanthocardia echinata*, *Plagiocardium papillosum*, *Tellina* cf. *distorta*, *Chamelea gallina*, *Gouldia minima*, *Venerupis* sp., *Corbula gibba*, *Hiatella arctica*, Ostracodi spp., Foraminiferi spp., radioli di echinidi.

82-83 cm. Molluschi: (Gasteropodi) *Bittium reticulatum*, *Bittium scabrum*, *Hydrobia ventrosa*, *Chrysallida* sp., (Bivalvi) *Tellina* sp., *Chamelea gallina*, *Corbula gibba*, Ostracodi spp. (comuni), Foraminiferi spp. (comuni), poca macrofauna in genere annerita e usurata.

102-105 cm. Molluschi: (Gasteropodi) *Bittium* sp., *Caecum trachea*, *Chrysallida* sp., *Turbonilla* sp., (Bivalvi) *Mytilidae* sp. (juv), *Plagiocardium papillosum*, *Cerastoderma glaucum* (juv), *Corbula gibba*, *Lentidium mediterraneum*, (Scafopodi) *Antalis inaequicostata*, radioli di echinidi, chele di decapodi, Ostracodi spp., Foraminiferi spp.

210-211 cm. Molluschi: poco macrobenthos, *Rissoa* sp., Cardiidae (cf *Cerastoderma glaucum*) giovanissimo, frammenti di bivalvi, Ostracodi spp., Foraminiferi spp., radioli di echinidi.

Carota n.35 (CM95-3; prof. 35.6 m; lungh. 435 cm)

0-1 cm. Molluschi: (Bivalvi) *Timoclea ovata*, *Corbula gibba*, radioli di echinidi, Rotalidi e altri foraminiferi, Ostracodi.

2-4 cm. Molluschi: (Gasteropodi) *Bittium reticulatum*, *Turritella communis*, *Bela brachystoma*, *Smithiella smithii*, (Bivalvi) *Nucula nitidosa*, *Aequipecten opercularis*, *Chlamys varia*, *Myrtea spinifera*, *Mysella bidentata*, *Acanthocardia echinata*, *Plagiocardium papillosum*, *Tellina distorta*, *Abra* sp., *Chamelea gallina*, *Timoclea ovata*, *Corbula gibba* (comune), (Scafopodi) *Antalis inaequicostata*, Ostracodi spp., Foraminiferi (Rotalidi spp., ecc), Echinidi incluso *Echinocyamus pusillus*.

3-4 cm. Molluschi: (Poliplacofori) Placca di chitone sp., (Gasteropodi) *Turritella communis*, (Bivalvi) *Mysella bidentata*, *Acanthocardia echinata*, *Plagiocardium papillosum*, *Timoclea ovata*, echinidi, Foraminiferi (Rotalidi spp.) Ostracodi spp.

11-15 cm. Molluschi: (Poliplacofori) cf. *Lepidopleurus* sp. ?, (Gasteropodi) *Bittium* sp., *Bittium submamillatum*, *Pusillina inconspicua*, *Alvania cimex*, *Alvania puncutura*, *Aporrhais pespelecani*, *Euspira nitida*, *Trophon muricatus*, *Nassarius pygmaeus*, *Bela* sp., *Chrysallida* sp., *Turbanilla* sp., *Turbanilla rufa*, *Ringicula auriculata*, (Bivalvi) *Nucula* ex gr *nucleus*, *Nuculana pella*, *Striarca lactea*, *Modiolula phaseolina*, *Aequipecten opercularis*, *Hyalopecten similis*, *Acanthocardia* sp., *Plagiocardium papillosum*, *Tellina distorta*, *Spisula subtruncata*, *Phaxas pellucidus*, *Abra* sp., *Abra prismatic*, *Chamelea gallina* (juv), *Timoclea ovata*, *Pitar rufis*, *Venerupis* spp., *Corbula gibba*. Briozoi, foraminiferi bentonici spp., Ostracodi spp., rari frustoli. Echinodermi: radioli e frammenti di echinidi, *Echinocyatus pusillus*.

20-21 cm. Molluschi: (Gasteropodi) *Bittium reticulatum*, *Bittium submamillatum*, *Turritella communis*, *Obtusella* sp., *Nassarius pygmaeus*, *Bela* sp., *Turbanilla rufa*, (Bivalvi) *Nucula* sp., *Chlamys varia*, *Anomia ephippium*, *Plagiocardium papillosum*, *Tellina distorta*, *Abra* sp., *Chamelea gallina*, *Timoclea ovata*, *Corbula gibba*, *Lentidium mediterraneum*, (Scafopodi) *Antalis inaequicostata*, *Pulsellum lofotense*. Briozoi, radioli di echinidi, Foraminiferi spp., Ostracodi spp.

24-26 cm. Molluschi: (Gasteropodi) *Bittium submamillatum*, (Bivalvi) *Nucula* cf ex gr *nucleus*, *Aequipecten opercularis*, *Tellina distorta*, *Timoclea ovata*, *Corbula gibba*. Serpulidae ("Janna"), radioli e frammenti di echinidi, Ostracodi spp., Foraminiferi spp.

32-33 cm. Molluschi: (Gasteropodi) *Trochidae* sp., *Bittium* sp., *Turbanilla* sp., *Chrysallida* sp., (Bivalvi) *Kellia suborbicularis*, *Cerastoderma glaucum* (juv), *Plagiocardium papillosum*, *Abra* sp., *Timoclea ovata*, *Corbula gibba*, (Scafopodi) *Antalis inaequicostata*. Radioli di echinidi, frammenti di decapodi, Ostracodi spp., Foraminiferi spp.

65-66 cm. Molluschi: (Gasteropodi) *Hydrobia ventrosa*, (Bivalvi) *Cerastoderma glaucum* (juv). Varie prodissococonche di Mytilidae e altri bivalvi e larve di gasteropodi, molti Ostracodi spp., foraminiferi spp., radioli di echinidi (rari).

68-69 cm. Molto ricco in biogenico, Ostracodi spp. (frequentissimi), prodissococonche e giovani di altri bivalvi (Mytilidae?, *Lentidium*), larve meroplanktoniche di gasteropodi, Foraminiferi bentonici. Molluschi: (Gasteropodi) *Ebala pointeli*, (Bivalvi) *Cerastoderma glaucum* (juv).

132.5-133.5 cm. Molluschi: (Gasteropodi) *Bittium* cf *scabrum*, (Bivalvi) *Cerastoderma glaucum* (juv e frgt). Ostracodi spp. (frequentissimo), Foraminiferi spp. (anche Rotalidi) frequente, prodissococonche di altri bivalvi inclusi mytilidae, frustoli (frequente).

242-244 cm. Molluschi: (Gasteropodi) *Bittium scabrum*, *Hydrobia ventrosa*, (Bivalvi) *Cerastoderma glaucum*. Larve di Mytilidae, frammenti di esemplari di giovani bivalvi, Ostracodi spp., Foraminiferi spp., Biziozi.

307-309 cm. Molluschi: (Bivalvi) *Cerastoderma glaucum* (juv), *Lentidium mediterraneum*. Ostracodi spp. (abbastanza frequenti), Foraminiferi bentonici (rari), Biziozi, Frustoli vegetali.

315 cm. Molluschi: (Bivalvi) *Cerastoderma glaucum*.

354 cm. Molluschi: (Bivalvi) *Mytilus galloprovincialis*, *Lentidium mediterraneum*. Foraminiferi bentonici (abbastanza frequenti), Ostracodi spp., abbondanti frustoli.

367-368 cm. Molluschi: Ostracodi *Candona* spp. (moderatamente abbondanti), Biziozi (rari), Foraminiferi bentonici (moderatamente abbondanti), larve meroplanctoniche di bivalvi e gasteropodi indeterminati (rari), frammenti di bivalvi piccoli, molti frustoli vegetali, residuo: sabbia polimictica media e fine.

422.5-424 cm. Ostracodi spp., *Candona* spp. (moderatamente abbondanti), Foraminiferi bentonici spp., *?Protoelphidium?*, larve meroplanctoniche di molluschi, frammenti di bivalvi piccoli, frustoli.

Carota n.38 (CM95-6; prof. 17.40 m; lungh. 190 cm)

1-2 cm. Parte carbonatica mal conservata, frammenti e giovani bivalvi, foraminiferi bentonici spp. (frequenti), Ostracodi spp. (rari), Frammenti di echinidi (frequenti) e radioli, frustoli (rari). Molluschi: (Gasteropodi) *Calyptrea chinensis*, (Scafopodi) *Antalis inaequicostata*.

32-33 cm. Molluschi: (Gasteropodi) *Turritella communis*, (Bivalvi) *Pitar rufus*. Biziozi (rari), Frammenti di echinidi, foraminiferi bentonici spp. (frequenti), Ostracodi spp. (rari), legni e frustoli.

83-84 cm. Pochi fossili, radioli e frammenti di echinidi, foraminiferi bentonici spp., frustoli. Molluschi: (Bivalvi) *Striarca lactea* (juv), *Corbula gibba*.

106-107 cm. Molluschi: sabbia micacea con poco CaCO₃, foraminiferi planctonici piccoli (rimaneggiati, comuni), radioli di echinidi (rari).

187-188 cm. Molluschi: rara componente CaCO₃, foraminiferi spp. piccoli e rimaneggiati, sostanzialmente sterile.

Carota n.40 (CM95-8; prof. 19.16 m.; lungh. 225 cm)

37-41 cm. Molluschi: (Gasteropodi) *Turritella communis*, *Nassarius pygmaeus*, (Bivalvi) *Mysella bidentata*, *Corbula gibba*. Ostracodi spp., Foraminiferi spp., radioli di echinidi, frustoli.

106-108 cm. Molluschi: praticamente nessun residuo (qualche mica).

147-148 cm. Molluschi: pochissima componente biogenica, rari foraminiferi planctonici (rimaneggiati?), frustoli.

209-210 cm. Molluschi: praticamente sterile, si notano frammenti di organismi carbonatici e rarissimi foraminiferi bentonici (il tutto probabilmente rimaneggiato).

Carota n.41 (CM95-9; prof. 22.9 m; lungh. 391 cm)

35-42 cm. Molluschi: (Gasteropodi) *Gibbula* sp., *Bittium* sp., *Turritella communis*, *Hylea vitrea*, *Calyptraea chinensis*, *Aporrhais pespelecani*, *Nassarius pygmaeus*, *Chrysallida* sp., *Odostomia* sp., (Bivalvi) *Nucula ex gr nucleus*, *Sacella commutata*, *Aequipecten opercularis*, *Chlamys glabra*, *Anomia ephippium*, *Ostrea edulis*, *Thyasira flexuosa*, *Mysella bidentata*, *Acanthocardia echinata*, *Tellina distorta*, *Donax venustus*, *Abra* spp., *Phaxas pellucidus*, *Chamelea gallina* (juv), *Pitar rudis*, *Corbula gibba*, *Saxicavella jeffreysi*. Oogoni di Characee, Foraminiferi bentonici spp., Ostracodi spp., Spatangidi, Briozi.

200-204 cm. Molluschi: Sterile (sabbia micacea con frustoli).

292-296 cm. Molluschi: (Gasteropodi) *Gibbula magus*, *Bittium reticulatum*, *Bittium submamilatum*, *Turritella communis*, *Monophorus* sp., *Pusillina inconspicua*, *Obtusella* sp., *Nassarius pygmaeus*, *Bela* sp., *Odostomia* sp., *Turbanilla* sp., *Onoba proxima*, *Cylichna crossei*, (Bivalvi) *Nucula* sp., *Lucinella divaricata*, *Plagiocardium papillosum*, *Acanthocardia* sp., *Tellina distorta*, *Phaxas pellucidus*, *Chamelea gallina*, *Corbula gibba*, *Hiatella arctica*, (Scafopodi) *Pulsellum lofotense*. Briozi, Ostracodi spp., Foraminiferi spp., Echinidi (radioli e frammenti), Alghe calcaree.

301-304 cm. Molluschi: (Gasteropodi) *Bittium reticulatum*, *Bittium submamilatum*, *Pusillina inconspicua*, *Obtusella* sp., *Monophorus* sp., *Eulimella* sp., *Aclis* sp., *Epitonium aculeatum*, *Aporrhais pespelecani*, *Euspira nitida*, *Nassarius pygmaeus*, *Bela* spp., *Odostomia* sp., *Acteon tornatilis*, *Chrysallida* sp., *Crhysallida excavata*, *Turbanilla* sp., *Turbanilla rufa*, *Vallonia pulchella*, (Bivalvi) *Nucula nitidosa*, *Nuculana pella*, *Glycymeris* sp., *Aequipecten opercularis*, *Chlamys varia*, *Anomia ephippium*, *Lucinella divaricata*, *Mysella bidentata*, *Plagiocardium papillosum*, *Tellina distorta*, *Spisula subtruncata*, *Donax venustus*, *Abra* sp., *Pitar rudis*, *Venerupissp.*, *Corbula gibba*, *Lentidium mediterraneum*, (Scafopodi) *Antalis inaequicostata*, *Pulsellum lofotense*. Echinodermi: *Echinocyatus pusillus*.

Annelidi: *Ditrupa cornea*.

Foraminiferi spp., Ostracodi spp., Briozi, Frammenti e radioli di echinidi.

311-313 cm. Molluschi: (Gasteropodi) *Nassarius cf pygmaeus*, *Succinea* sp., (Bivalvi) *Chamelea gallina*. Rotalidi (rari), Ostracodi spp., frammenti di Echinidi.

326-328 cm. Molluschi: (Gasteropodi) *Bythinia tentaculata*, *Valvata* sp., *Lymnaea* sp., *Anisus* sp., *Gyraulus crista*, *G. alba*, *G. laevis*, *Succinea* sp, (Bivalvi) *Pisidium* spp. Fauna dulciacquicola ed anfibia.

333-337 cm. Molluschi: (Gasteropodi) *Monophorus* sp, *Bythinia tentaculata*, *Valvata* sp., *Lymnaea* cf *peregra*, *Gyraulus crista*, *G. albus*, *G. cf laevis*, *Planorbarius corneus*, *Succinea* sp, (Bivalvi) *Lucinella divaricata*, *Plagioocardium papillosum*, *Tellina* cf *distorta*, *Pisidium* sp.

Ostracodi tipo “*Candona*”, Rotalidi.

Malacofauna mista dulciacquicola e marina.

341-344 cm. Molluschi: (Gasteropodi) *Bythinia tentaculata*, *Gyraulus albus*, *G. crista*, (Bivalvi) *Pisidium* sp. Malacaofauna unicamente dulciacquicola con specie lentiche e limniche.

Carota n.49 (VE04-6; prof. 15.6 m; lungh. 327 cm)

180-181 cm. Molluschi: (Bivalvi) *Modiolus adriaticus*.

222-223 cm. Annelidi: *Serpula* sp.

277-278 cm. Residuo sabbioso. Molluschi: (Bivalvi) *Chlamys* sp (juv), *Modiolus adriaticus*, *Corbula gibba*.

317-318 cm. Molluschi: (Bivalvi) *Mysella bidentata*, *Corbula gibba*.

Carota n.55 (VE04-11; prof. 24.5 m; lungh. 260 cm)

159-160 cm. Molluschi: (Gasteropodi) *Pusillina* sp, *Turritella communis*, (Bivalvi) *Chlamys varia*, *Corbula gibba*, (Scafopodi) *Antalis vulgare*.

163-164 cm. Molluschi: (Gasteropodi) gasteropode dulciacquicolo ind, (Bivalvi) *Cerastoderma glaucum* (juv).

197-199 cm. Molluschi: (Gasteropodi) *Theodoxus fluviatilis*, *Bithynia tentaculata*, *Bittium scabrum*, *Hydrobidae* sp, *Planorbidae* spp, *Planorbis planorbis*, *Anisus spirorbis*, *Gyraulus albus*, *G. laevis*, *G. crista*, *Segmentina nitida*, *Acroloxus lacustris*, *Lymnaeidae* sp, *Lymnaea truncata*, *L. stagnalis*, *Viviparus* sp, (Bivalvi) *Musculista* sp, *Cerastoderma glaucum*, *Pisidium* spp, *P. personatum*. Ricca malacofauna dulciacquicola molto diversificata comunità a elementi marini e lagunari. Da notare la presenza di oogoni di Characee ed ostracodi.

Carota n.57 (VE04-14; prof. 21.7 m; lungh. 382 cm)

66-67 cm. Livello a *Turritella communis*. Molluschi: (Gasteropodi) *Turritella communis* (dominante), (Bivalvi) *Acanthocardia paucicostata*.

80-81 cm. Livello a *Turritella communis*. Molluschi: (Gasteropodi) *Turritella communis*.

102-104 cm. Livello a *Turritella communis*. Molluschi: (Gasteropodi) *Turritella communis*.

115-116 cm. Molluschi: (Bivalvi) *Limaria tuberculata*.

119-120 cm. Molluschi: (Bivalvi) *Modiolus adriaticus*, *Tellina serrata*.

142-144 cm. *Shell pavement* ricco in pettinidi isoorientati in posizione di riposo idraulico. Molluschi: (Bivalvi) *Chlamys glabra*, *Chlamys varia*, *Ostrea edulis*, *Cerastoderma glaucum*.

158-159 cm. Molluschi: (Gasteropodi) *Bittium* sp, *Retusa truncatula*, (Bivalvi) *Nucula* sp, *Corbula gibba* (Dominante).

161-162 cm. Molluschi: (Gasteropodi) cf *Cepaea* sp.

349-350 cm. Molluschi: (Gasteropodi) *Hygromiidae* sp, cf *Vitrinellidae* sp. Malacofauna continentale con sole specie terrestri.

Carota n.58 (VE04-15; prof. 21.9 m; lungh. 311 cm)

20-21 cm. Molluschi: (Gasteropodi) *Turritella communis*, (Bivalvi) *Nuculana pella*.

37-38 cm. Molluschi: (Gasteropodi) *Turritella communis*, (Bivalvi) *Chlamys varia*, *Ostrea edulis*, *Corbula gibba*.

Echinodermi: frammenti di teche di spatangoidi cf *Schizaster*.

81-82 cm. Molluschi: (Gasteropodi) *Jujubinus* sp, *Bittium scabrum*, *Aporrhais pespelecani*, (Bivalvi), *Nucula* sp, *Mytilidae* sp, *Cerastoderma glaucum*, *Abra alba*, *A. ovata*, *Gastrana fragilis*, *Timoclea ovata*. Malacofauna mista marina ed eurialina.

84-86 cm. Molluschi: (Gasteropodi) *Bittium* sp, *Bittium submammillatum*, *Aporrhais pespelecani*, (Bivalvi) *Ostrea* sp (doppia), *Hexaplex* sp, *Corbula gibba*.

132-133 cm. Molluschi: (Gasteropodi) *Bittium scarbum*, *Hydrobia ventrosa*, *Nassarius pygmaeus*, *Bela* sp, (Bivalvi) *Chlamys glabra*. Malacofauna mista marina ed eurialina.

174-175 cm. Molluschi: (Gasteropodi) *Bittium scabrum* (Dominante), (Bivalvi) *Cerastoderma glaucum*. Malacofauna eurialina.

201-201 cm. Molluschi: (Gasteropodi) cf *Bittium* sp, (Bivalvi) *Loripes lacteus*, (Scafopodi) *Fustiaria rubescens*.

248-249 cm. Frustoli. Molluschi: (Gasteropodi) *Theodoxus fluviatilis*, cf *Valvata* sp, *Bittium scabrum*, *Pusillina lineolata*, *Nassarius pygmaeus*, *Chrysallida* sp, (Bivalvi) *Mytilidae* sp (juv), *Ostrea edulis*, *Chlamys varia*, *Mysella bidentata*, *Cerastoderma glaucum*, *Abra alba*, *Abra* cf *ovata*, cf *Dosinia lupinus*, *Corbula gibba*. Malacofauna mista contente molluschi dulciacquicoli, eurialini e marini.

Foraminiferi spp.

Echinodermi: frammenti di teche di spatangoidi.

300-301 cm. Molluschi: (Gasteropodi) *Bithynia tentaculata* (opercoli), *Bittium scabrum*, *Turritella communis*, *Hyalea vitrea*, *Gyraulus* sp, *G. cf albus*, *Lymnaea truncata*, *L. cf palustris*, *Epitonium turtonis*, *Chrysallida* sp, (Bivalvi) *Mytilidae* sp (juv), *Mysella bidentata*, *Chamelea gallina*, *Pitar rufus*, *Corbula gibba*. Malacofauna mista contente molluschi dulciacquicoli, eurialini e marini.

Carota n.60 (VE04-18; prof. 22 m; lungh. 140 cm)

8-10 cm. Molluschi: (Gasteropodi) *Bolinus brandaris*, (Bivalvi) *Corbula gibba*.

29-30 cm. Molluschi: (Gasteropodi) *Aporrhais pespelecani*, (Bivalvi) *Chlamys varia*, *Ostrea edulis*.

80-81 cm. Molluschi: (Bivalvi) *Mytilus galloprovincialis*, *Ostrea edulis*.

98-100 cm. Molluschi: (Gasteropodi) *Bittium* sp, (Bivalvi) *Cerastoderma glaucum*.

112-113 cm. Sabbie infangate, residui bioclastici incrostatati, molti ostracodi. Molluschi: (Gasteropodi) *Theodoxus fluviatilis*, *Bittium scabrum*, *Rissoidae* sp, *Hydrobia ventrosa*, (Bivalvi) *Hemilepton nitidum*, *Mysella bidentata*, *Cerastoderma glaucum*, *Abra ovata*, *Lentidium mediterraneum*. Malacofauna mista con prevalenza di specie eurialine, marine e subordinate dulciacquicole.

Carota n.65 (VE04-23, prof. 12.5 m; lungh. 347 cm)

5-6 cm. *Aporrhais pespelecani*.

32-33 cm. Molluschi: (Bivalvi) *Nuculana pella*, *Arca noae*, *Corbula gibba*.

93-94 cm. Residuo non molto bioclastico, relativamente ben conservato, perlopiù marino costiero ed eurialino, presenti ostracodi. Molluschi: (Gasteropodi) *Bittium* sp, *Heleobia cf stagnorum*, *Pusillina* sp, *Cyllichnina* sp, (Bivalvi) *Cerastoderma* sp, cf *Spisula subtruncata*, *Corbula gibba*.

131-132 cm. Molluschi: (Gasteropodi) cf *Hydrobia* sp.

162-163 cm. Molluschi: (Gasteropodi) *Pusillina* sp, *Hydrobia* cf *acuta*, *Ebala* sp, *Retusa truncatula*, (Bivalvi) *Hemilepton nitidum*, *Mysella bidentata*, *Lucinella divaricata*, *Acanthocardia paucicostata*, *Cerastoderma glaucum*, *Abra ovata*, *Corbula gibba*, *Lentidium mediterraneum*, (Scafopodi) *Antalis inaequicostatum*.

292-293 cm. Abbondanti Rotalidi e frustoli. Molluschi: (Gasteropodi) cf *Theodoxus* sp, cf *Hydrobia* sp (juv), (Bivalvi) *Cerastoderma glaucum* (juv), *Lentidium mediterraneum* (freschi). Malacofauna mista eurialina e dulciacquicola.

Carota n.67 (VE04-30; prof. 16.5m; lungh. 95 cm)

5-6 cm. Molluschi: (Bivalvi) *Corbula gibba*.

10-11 cm. Molluschi: (Bivalvi) *Abra* sp.

18-19 cm. Depositi continentali con evidenti tracce di bioturbazione (echinidi?) riempite dai sovrastanti depositi marini. Molluschi: (Bivalvi) Bivalve ind, (Scafopodi) *Antalis* sp.

24-25 cm. Materiale abbastanza decalcificato. Molluschi: *Jujubinus striatus*, *Cerithium vulgatum* (juv), (Bivalvi) *Nuculana pella*, *Chlamys glabra*, *Loripes lacteus*, *Abra alba*, *Chamelea gallina*, *Corbula gibba*, (Scafopodi) *Episiphon rubescens*.

52-53 cm. Residuo bioclastico scarso, materiale decalcificato, spesso molto elaborato. Molluschi: (Gasteropodi) *Caecum* sp, *Euspira* sp, (Bivalvi) *Nuculana pella*, *Nucula* sp, *Tellina* sp, *Chamelea gallina*.

Foraminiferi: Rotalidi spp.

Echinodermi: frammenti di teche di spatangoidi.

86-87 cm. Abbondanti frustoli vegetali e frammenti biologici indeterminati.

Carota n.70 (VE04-33; prof. 28.9 m; lungh. 200 cm)

0-2 cm. Molluschi: (Gasteropodi) *Turritella communis*, *Bithynia tentaculata*, Naticidae sp, *Nassarius* sp, (Bivalvi) *Nucula* sp, *Glycymeris* sp, *Loripes lacteus*, *Parvicardium minimum*, *Spisula subtruncata*, Veneridae sp, *Timoclea ovata*, *Dosinia lupinus*, *Callista chione*, *Corbula gibba*.

10-12 cm. Molluschi: (Gasteropodi) Gasteropodi ind, *Tricolia pullus*, *Bittium submamillatum*, *Turritella communis*, *Bithynia tentaculata*, Naticidae sp, *Nassarius incrassatus*, *Mangelia* sp, *M. coarctata*, *Raphitoma hystrix*, *Turbanilla rufa*, (Bivalvi) Bivalve ind, *Nucula nitidosa*, *Nuculana pella*, *Striarca lactea*, *Glycymeris* sp, *Modiolus* sp, Pectinidae sp, *Aequipecten* sp, *Anomia ephippium*, *Lucinella divaricata*, *Parvicardium minimum* (Dominante), *Spisula subtruncata*, *Phaxas pellucidus*, *Tellina nitida*, *Gari fervensis*, *Timoclea ovata*, *Dosinia lupinus*, *Callista chione*, *Mysia undata*, *Corbula gibba*.

18-20 cm. Molluschi: (Gasteropodi) *Bittium scabrum*, *Bithynia tentaculata*, *Hyalea vitrea*, *Euspira fusca*, Turridae sp, *Mangelia* cf *costata*, (Bivalvi) Bivalvi ind, *Nucula nitidosa*, *Glycymeris* sp, *Aequipecten* sp, *Lucinella divaricata*, *Parvicardium minimum*, *Tellina nitida*, *Venus casina*, *Timoclea ovata*, *Dosinia lupinus*, *Pitar rudis*, *Callista chione*, *Corbula gibba*, (Scafopodi) Scafopode ind.

Echinodermi: frammenti di teche di spatangoidi.

38-40 cm. Molluschi: (Bivalvi) *Glycymeris* sp, *Parvicardium minimum*, Veneridae sp, *Timoclea ovata*.

Frustoli comuni

58-60 cm. Molluschi: (Gasteropodi) *Bithynia tentaculata* (dominante), *Physa fontinalis*, *Planorbarius corneus* (dominante), *Anisus spirorbis*, *Gyraulus crista*, *Planorbarius carinatus*, *Planorbis planorbis*, *Lymnaea stagnalis*, *Lucinella divaricata*, *Parvicardium minimum*, *Tellina nitida*, Veneridae sp, *Dosinia lupinus*.

77-79 cm. Molluschi: (Gasteropodi) *Bithynia tentaculata*, (Bivalvi) *Glycymeris* sp, *Parvicardium minimum*, *Tellina* spp, Veneridae sp, *Corbula gibba*.

Carota n.75 (VE05-04; prof. 20.2 m; lungh. 131 cm)

13-15 cm. Campione molto bioclastico, ricco in rotalidi, frustoi e legnetti. Molluschi: (Poliplacofori) *Acanthochitona* sp, (Gasteropodi) *Jujubinus striatus*, *Gibbula* sp, *Tricolia pullus*, *Bittium reticulatum*, *B. submamillatum*, *Rissoa* cf *membranacea*, *Obtusella intersecta*, *Pusillina inconspicua*, *P. lineolata*, *Caecum* sp, *Caecum trachea*, *Cerithoipsis* sp, *Fusinus* sp, *Nassarius pygmaeus*, *Mangelia crassa*, *M. costata*, *M. smithii*, *Acteon tornatilis*, *Crhysallida* sp, *Turbanilla lactea*, *T. rufa*, *Odostomia* sp, *Eulimella* sp, Planorbidae sp, cf *Lymnaea* sp, *Cyllichnina umbilicata*, *Volvula acuminata*, (Bivalvi) *Modiolarca subpicta*, *Pectinidae* sp, *Chlamys varia*, *Anomia ephippium*, *Lucinella divaricata*, *Plagiocardium papillosum*, *Tellina* cf *distorta*, *T. fabula*, *Abra* sp, *Dosinia lupinus*, *Gouldia minima*, *Corbula gibba*, (Scafopodi) *Episiphon rubescens*.

Echinidi, frammenti.

Carota n.77 (VE05-06; prof. 21 m; lungh. 228 cm)

72-73 cm. Molluschi: (Gasteropodi) *Theodoxus fluviatilis*, *Bithynia tentaculata*, *Bittium scabrum*, *Cerithium vulgatum* (juv), *Pusillina lineolata*, *Caecum* sp, *Hydrobia ventrosa*, Planorbidae sp, *Ebala* sp, *Chrysallida* sp, *Retusa truncatula*, *Cyllichnina umbilicata*, (Bivalvi) *Mytilidae* sp, *Musculista* sp, *Ostrea edulis*, *Pectinidae* spp, *Mysella bidentata*, *Hemilepton nitidum*, *Loripes lacteus*, *Cerastoderma glaucum*, *Abra ovata*, *Corbula gibba*, *Lentidium mediterraneum*, (Scafopodi) *Antalis inaequicostatum*.

Foraminiferi: abbondanti rotalidi.

Ostracodi spp.

Echinodermi: frammenti di teche di spatangidi.

Carota n.81 (VE05-10; prof. 22.5 m; lungh. 259 cm)

8-10 cm. Molluschi: (Gasteropodi) *Jujubinus striatus*, *Bittium* sp, *B. submamillatum*, *Pusillina inconspicua*, cf *Hydrobia* sp, *Euspira* sp, *Nassarium pygmaeus*, *Mangelia* sp, (Bivalvi) *Nuculana pella*, *Chlamys* cf *varia*, *Loripes lacteus*, cf *Cerastoderma* sp.

Foraminiferi: Rotalidi.

Echinidi, frammenti.

Oogoni di Characee.

21-22 cm. Campione molto ricco in frustoli carboniosi Molluschi: (Gasteropodi) *Bittium* sp, *Caecum* sp, (Bivalvi) cf *Chamelea gallina*, *Corbula gibba*.

Foraminiferi: Rotalidi.

Ostracodi spp.

Echinidi: frammenti.

34-35 cm. Residuo scarso con frequenti frustoli, rotalidi ed ostracodi. Molluschi: (Gasteropodi) *Bittium* sp, *Bithynia tentaculata* (opercoli), *Triphoridae* sp, *Valvata* sp, (Bivalvi) Bivalve ind, *Pectinidae* sp, *Timoclea ovata*.

Carota n.82 (VE05-11; prof. 20.2 m; lungh. 267 cm)

13-15 cm. Campione ricco di frustoli carboniosi. Molluschi: (Gasteropodi) *Bittium* sp, *Pusillina* sp, *Turridae* sp, *Mangelia costata*, (Bivalvi) *Chlamys varia*, *Corbula gibba*.

22-23 cm. Sabbia argillosa ricca in bioclasti e biosomi, materiale fortemente decalcificato, ricco in rotalidi e frustoli. Molluschi: (Gasteropodi) *Tricolia pullus*, *Bittium submamilatum*, *Cerithium vulgatum* (juv), *Hydrobia* cf *ventrosa*, *Pusillina* sp, *Chrysallida* sp, (Bivalvi) *Chlamys varia*, *Gouldia minima*.

65-66 cm. Campione ricco in frustoli. Molluschi: (Gasteropodi) *Bittium* sp, *Lymnaea* sp, (Bivalvi) *Lucinella divaricata*, cf *Cerastoderma glaucum*.

Foraminiferi: Rotalidi.

Ostracodi spp.

Echinidi, frammenti.

Carota n.88 (VE05-21; prof. 19 m; lungh. 260 cm)

20-21 cm. Campione più o meno elaborato, bioclasti e biosomi decalcificati e in frammenti, rari resti più freschi, frustoli. Comunissimi i rotalidi. Molluschi: (Gasteropodi) *Jujubinus striatus*, *Bittium* sp, *Turritella communis*, *Bithynia tentaculata* (opercoli), *Nassarius* sp, *Trophon muricatus*, *Melanella* sp, *Turbanilla* sp, (Bivalvi) *Nuculana pella*, *Lucinella divaricata*, *Parvicardium minimum*, *Tellina* sp, *Abra* sp, *Corbula gibba*, (Scafopodi) *Episiphon rubescens*.

Echinidi, frammenti.

Decapodi, frammenti.

33-34 cm. Molluschi: (Gasteropodi) *Bittium* sp, (Bivalvi) *Acanthocardia* cf *paucicostata* (juv), *Parvicardium* sp, *Saxicavella completa*.

Foraminiferi spp.

47-48 cm. Campione sterile, ricco in frustoli.

155-156 cm. Fauna dulciacquicola indicante acque a debolissimo scorimento, presenti molti vegetali, legni ed ostracodi, forme molto ben conservate. Molluschi: (Gasteropodi) *Bithynia tentaculata*, *Gyraulus crista*, *G. albus*, *G. laevis*, *Anisus spirorbis*.

PROGETTO
CARG

PROGETTO
CARG

APPENDICE 4
TASSONOMIA

L'ordinamento sistematico adottato si avvale delle indicazioni fornite dai siti web www.faunaitalia.it/checklist/; www.itis.gov; www.somali.asso.fr/clemam/; www.marinespecies.org. La determinazione dei molluschi ha seguito tra l'altro gli atlanti iconografici COSSIGNANI *et alii*, 1994; GIANNUZZI-SAVELLI *et alii*, 1994, 1996, 1999, 2001, 2003; ARDOVINI & COSSIGNANI, 1999.

MOLLUSCA**POLYPLACOPHORA**

Acanthochitona fascicularis (Linnaeus, 1767)

Acanthochitona sp.

Callochiton septemvalvis (Montagu, 1803)

Chiton olivaceus Spengler, 1797

Chiton sp.

Ischnochiton rissoi (Payraudeau, 1826)

Lepidopleurus cancellatus (Sowerby, 1840)

GASTROPODA

Aclis minor (Brown, 1827)

Aclis sp

Acmaea virginea (Müller, 1776)

Acroloxus lacustris (Linnaeus, 1758)

Acteon tornatilis (Linnaeus, 1758)

- Alvania beani* (Hanley in Thorpe, 1844)
Alvania cancellata (da Costa, 1778)
Alvania cimex (Linnaeus, 1758)
Alvania geryonia (Nardo, 1847)
Alvania hirta Monterosato, 1884
Alvania punctura (Montagu, 1803)
Anisus spirorbis (Linnaeus, 1758)
Aporrhais pespelecani (Linnaeus, 1758)
Bela nebula (Montagu, 1803)
Bela sp
Bithynia tentaculata (Linnaeus, 1758)
Bittium reticulatum (da Costa, 1778)
Bittium scabrum (Olivi, 1792)
Bittium sp
Bittium submammillatum (de Rayneval & Ponzi, 1854)
Bolinus brandaris (Linnaeus, 1758)
Bulla sp
Caecum auriculatum de Folin, 1869
Caecum sp
Caecum trachea (Montagu, 1803)
Calliostoma sp
Calyptitraea chinensis (Linnaeus, 1758)
Cepaea sp
Ceratia proxima (Forbes & Hanley, 1850)
Cerithiopsis minima (Brusina, 1865)
Cerithiopsis sp
Cerithiopsis tubercularis (Montagu, 1803)
Cerithium sp
Cerithium vulgatum Bruguière, 1792
Chrysallida emaciata (Brusina, 1866)
Chrysallida excavata (Philippi, 1836)
Chrysallida obtusa (Brown, 1827)
Chrysallida sp
Cylichna crossei Bucquoy, Dautzenberg & Dollfus, 1891
Cylichna sp
Cylichnina sp
Cylichnina umbilicata (Montagu, 1803)
Diodora sp
Ebala nitidissima (Montagu, 1803)
Ebala pointeli (de Folin, 1868)
Ebala sp

- Epitonium aculeatum* (Allan, 1818)
Epitonium clathrus (Linnaeus, 1758)
Epitonium commune (Lamarck, 1822)
Epitonium sp.
Epitonium turtonis (Turton, 1819)
Eulima glabra (da Costa, 1778)
Eulimella cf *acicula* (Philippi, 1836)
Eulimella sp
Euspira cf *macilenta* (Philippi, 1844)
Euspira fusca (Blainville, 1825)
Euspira macilenta (Philippi, 1844)
Euspira nitida (Donovan, 1804)
Euspira pulchella (Risso, 1826)
Euspira sp
Fusinus sp
Gibberula philippii (Monterosato, 1878)
Gibbula magus (Linnaeus, 1758)
Gibbula sp
Gyraulus *albus* (Müller, 1774)
Gyraulus cf *albus* (Müller, 1774)
Gyraulus *crisia* (Linnaeus, 1758)
Gyraulus *laevis* (Alder, 1838)
Gyraulus sp
Haedropleura septangularis (Montagu, 1803)
Haminea hydatis (Linnaeus, 1758)
Heleobia cf *stagnorum* (Gmelin, 1791)
Hexaplex sp
Hyala vitrea (Montagu, 1803)
Hydrobia cf *acuta* (Draparnaud, 1805)
Hydrobia sp
Hydrobia *ventrosa* (Montagu, 1803)
Jujubinus exasperatus (Pennant, 1777)
Jujubinus montagui (Wood W., 1828)
Jujubinus spp
Jujubinus striatus (Wood, 1828)
Lymnaea cf *palustris* (Müller, 1774)
Lymnaea *peregra* (Müller, 1774)
Lymnaea sp
Lymnaea *stagnalis* (Linnaeus, 1758)
Lymnaea *truncatatula* (Müller, 1774)
Mangelia *attenuata* (Montagu, 1803)

- Mangelia* cf *costata* (Donovan, 1804)
Mangelia coarctata (Forbes, 1840)
Mangelia costata (Donovan, 1804)
Mangelia smithii (Forbes, 1840)
Mangelia sp
Manzonia crassa (Kanmacher, 1798)
Melanella cf *polita* (Linnaeus, 1758)
Melanella polita (Risso, 1826)
Melanella sp
Mitrella sp
Monophorus perversus (Linnaeus, 1758)
Monophorus sp
Nassarius incrassatus (Stroem, 1768)
Nassarius nitidus (Jeffreys, 1867)
Nassarius pygmaeus (Lamarck, 1822)
Nassarius sp
Obtusella alderi (Jeffreys, 1858)
Obtusella intersecta (Wood, 1857)
Obtusella sp
Ocinebrina edwardsi (Payraudeau, 1826)
Odostomia plicata (Montagu, 1803)
Odostomia scalaris MacGillivray, 1843
Odostomia sp
Odostomia unidentata (Montagu, 1803)
Onoba acuteus (Gould, 1841)
Phasianema costatum (Brocchi, 1814)
Physa fontinalis (Linnaeus, 1758)
Planorbarius corneus (Linnaeus, 1758)
Planorbis carinatus (Müller, 1774)
Planorbis planorbis (Linnaeus, 1758)
Pusia sp
Pusillina inconspicua (Alder, 1844)
Pusillina lineolata (Michaud, 1832)
Pusillina parva (Aradas & Maggiore, 1844)
Pusillina radiata (Philippi, 1836)
Pusillina sp
Pyrunculus sp
Raphitoma cf *purpurea* (Montagu, 1803)
Raphitoma echinata (Brocchi, 1814)
Raphitoma hystrix Bellardi, 1847
Raphitoma sp

- Retusa truncatula* (Bruguière, 1792)
Rhizorus acuminatus (Bruguière, 1792)
Ringicula auriculata (Ménard de la Groye, 1811)
Rissoa cf membranacea (Montagu, 1803)
Rissoa cf splendida Eichwald, 1830
Rissoa interrupta (Adams, 1800)
Rissoa sp
Scissurella costata d'Orbigny, 1824
Scissurella sp
Segmentina nitida (Müller, 1774)
Smithiella costulata (Blainville, 1829)
Smithiella smithi (Forbes, 1840)
Styliola subula (Quoy & Gaimard, 1827)
Succinea sp
Theodoxus fluviatilis (Linnaeus, 1758)
Theodoxus sp
Tricolia pullus (Linnaeus, 1758)
Tricolia sp
Trophon muricatus (Montagu, 1803)
Turbanilla cf lactea (Linnaeus, 1758)
Turbanilla lactea (Linnaeus, 1758)
Turbanilla rufa (Philippi, 1836)
Turbanilla sp
Turritella communis Risso, 1826
Vallonia pulchella (Müller 1774)
Vallonia sp
Valvata sp
Vertigo pygmaea (Draparnaud, 1801)
Vitrinella sp
Viviparus sp
Volvulella acuminata (Bruguière, 1792)
Weinkauffia diaphana (Aradas & Maggiore, 1840)
- BIVALVIA**
- Abra alba* (Wood W., 1802)
Abra cf segmentum (Récluz, 1843)
Abra prismatica (Montagu, 1808)
Abra segmentum (Récluz, 1843)
Abra sp
Acanthocardia aculeata (Linnaeus, 1758)
Acanthocardia deshayesi (Payraudeau, 1826)
Acanthocardia echinata (Linnaeus, 1758)

- Acanthocardia* sp
Achantocardia cf *paucicostata* (Sowerby II, 1841)
Aequipecten opercularis (Linnaeus, 1758)
Anomia ephippium Linnaeus, 1758
Arca noae Linnaeus, 1758
Arca tetrica Poli, 1795
Azorinus chamasolen (da Costa, 1778)
Callista chione (Linnaeus, 1758)
Cerastoderma glaucum (Poiret, 1789)
Cerastoderma sp
Chamelea gallina (Linnaeus, 1758)
Chlamys glabra (Linnaeus, 1758)
Chlamys varia (Linnaeus, 1758)
Clausinella brongniarti (Payraudeau, 1826)
Corbula gibba (Olivi, 1792)
Cuspidaria cuspidata (Olivi, 1792)
Donax cf *semistriatus* Poli, 1795
Donax venustus Poli, 1795
Dosinia lupinus (Linnaeus, 1758)
Gari fervensis (Gmelin, 1791)
Gastrana fragilis (Linnaeus, 1758)
Gastrochaena dubia (Pennant, 1777)
Glycymeris sp
Gouldia minima (Montagu, 1803)
Hemilepton nitidum
Hemilepton nitidum (Turton, 1822)
Hiatella arctica (Linnaeus, 1767)
Hyalopecten similis (Laskey, 1811)
Kellia suborbicularis (Montagu, 1803)
Laevicardium crassum (Gmelin, 1791)
Lentidium mediterraneum (Costa O.G., 1829)
Limaria tuberculata (Wood, 1839)
Limatula subauriculata (Montagu, 1808)
Loripes lacteus (Linnaeus, 1758)
Lucinella divaricata (Linnaeus, 1758)
Modiolarca sp
Modiolarca subpicta (Cantraine, 1835)
Modiolula phaseolina (Philippi, 1844)
Modiolus adriaticus (Lamarck, 1819)
Musculista sp
Musculus cf *discors* (Linnaeus, 1767)

- Myrtea spinifera* (Montagu, 1803)
Mysella bidentata (Montagu, 1803)
Mysella sp
Mysia undata (Pennant, 1777)
Mytilus sp
Nucula ex gr nucleus (Linnaeus, 1758)
Nucula nitidosa Winckworth, 1930
Nucula sp
Nuculana pella (Linnaeus, 1767)
Nuculana sp
Ostrea edulis Linneaus, 1758
Ostrea sp
Palliolum incomparabile (Risso, 1826)
Pandora sp
Parvicardium minimum (Philippi, 1836)
Parvicardium sp
Pecten jacobaeus (Linnaeus, 1758)
Phaxas pellucidus (Pennant, 1777)
Pholas dactylus Linnaeus, 1758
Pisidium cf amnicum (Müller, 1774)
Pisidium personatum Malm, 1855
Pitar rudis (Poli, 1795)
Plagiocardium papillosum (Poli, 1795)
Saccella commutata (Philippi, 1844)
Saxicavella jeffreysi Winckworth, 1830
Spisula subtruncata (da Costa, 1778)
Striarca lactea (Linnaeus, 1758)
Tellina cf distorta Poli, 1791
Tellina distorta Poli, 1791
Tellina fabula Gmelin, 1791
Tellina nitida Poli, 1791
Tellina pulchella Lamarck, 1818
Tellina serrata Brocchi, 1814
Tellina sp
Thracia distorta (Montagu, 1803)
Thracia sp
Thyasira flexuosa (Montagu, 1803)
Timoclea ovata (Pennant, 1777)
Venerupis sp
Venus casina Linnaeus, 1758
Venus verrucosa Gmelin, 1791

SCAPHOPODA

Antalis inaequicostata (Dautzenberg, 1891)

Antalis sp

Antalis vulgaris (da Costa, 1778)

Fustiaria rubescens (Deshayes, 1825)

Pulsellum lofotense (Sars M., 1865)

ANNELIDA

Ditrupa cornea (Linnaeus, 1767)

OSTRACODA

Candona spp.

ECHINODERMATA

Echinocyamus pusillus (Müller, 1776)

Schizaster sp

APPENDICE 5**DATAZIONI ^{14}C E METODI DI CALIBRAZIONE**

Il materiale utilizzato per le datazioni ^{14}C è essenzialmente di due tipi: 1) molluschi provenienti da ambiente di deposizione prossimo al livello del mare (soprattutto ambienti di laguna e baia); e 2) torbe provenienti dallo stesso tipo di ambiente transizionale costiero. Le datazioni del radiocarbonio sono state effettuate con il metodo a scintillazione per tutti i campioni antecedenti gli anni '90 e successivamente con il metodo AMS (Accelerator Mass Spectrometry), che richiede quantità di campione molto più piccole. Le datazioni AMS sono state ottenute presso il laboratorio CAMS-LLNL (Center for Accelerator Mass Spectrometry del Lawrence Livermore National Laboratory, California, USA) o presso il laboratorio NOSAMS (National Ocean Sciences Accelerator Mass Spectrometry Facility, Woods Hole Oceanographic Institution, USA).

Tutte le età radiocarbonio ottenute sono state calibrate e corrette. Infatti le assunzioni implicite nel metodo rendono necessaria una calibrazione per trasformare gli anni radiocarbonio (età ^{14}C) in anni calendario o meglio in anni siderali. Negli anni cinquanta si cominciò a confrontare le età radiocarbonio con gli anni calendario utilizzando la dendrocronologia e ci si rese conto che gli anni apparenti misurati con il radiocarbonio non avevano una durata costante nel tempo (SUÈSS, 1955). Poi, con l'avvento di tecniche sempre più sofisticate, sono state costruite curve di calibrazione che permettono di tener conto delle complesse fluttuazioni nel tempo della concentrazione di ^{14}C in atmosfera. Le procedure di calibrazione per campioni marini (non per le torbe) comprendono anche l'inserimento di un valore di correzione per l'effetto serbatoio (delta R) causato da

valori del contenuto isotopico del carbonio presente in mare non in equilibrio con quello atmosferico (STUIVER & BRAZUNAS, 1993; HUGHEN *et alii* 2004; REIMER *et alii* 2004). Questa correzione diversa da bacino a bacino si applica misurando l'età apparente di molluschi raccolti e conservati nei musei o nelle collezioni prima che l'impatto delle esplosioni nucleari alterasse i rapporti isotopici del C in atmosfera, quindi prima del 1950. Il valore così documentato per l'effetto serbatoio in Adriatico risulta dalla media ponderata di due valori ottenuti da molluschi campionati a Rimini (LANGONE *et alii* 1996) e a Barletta (TAVIANI & CORREGGIARI, com. pers), con un valore di 135,8 anni e un errore associato di 40,8 anni (vedere dettagli in PIVA *et alii* 2008c). Solamente 3 campioni del Foglio NL 33-7 Venezia sono stati corretti in questo modo, provenendo da molluschi marini (CM95-2, cm 81-85; CM95-3, cm 354; VE04-18, cm 97-98; Tab. 4); tuttavia, di questi 3 campioni si danno di seguito anche i valori di calibrazione senza correzione di serbatoio poiché il valore utilizzato per l'Adriatico nella regione setentrionale potrebbe aver subito un'influenza da parte dei carbonati istriani (SIANI *et alii*, 2000). I valori per questi tre campioni risultano dunque rispettivamente: 9527 (9660) 9790; 9544 (9730) 9914; 9774 (9970) 10165.

I dati sono stati calibrati utilizzando il programma Calib5.02 (STUIVER M. & REIMER P.J., 1993; HUGHEN *et alii*, 2004; REIMER *et alii*, 2004), ad eccezione dei dati di età calibrata più antica di 25000 anni, per i quali si è utilizzata la curva di calibrazione di FAIRBANKS *et alii* (2005). La Tabella XX riporta i campioni utilizzati, il materiale datato e i risultati ottenuti in età radiocarbonio e calibrate. La precisione e l'accuratezza delle datazioni radiocarbonio ottenute dai campioni marini sono limitate da quattro principali fattori di incertezza: (1) la precisione analitica di laboratorio; (2) l'integrità geologico-stratigrafica dei materiali datati; (3) gli errori dovuti a variazioni del serbatoio marino; (4) le procedure di calibrazione (LOWE *et alii* 2007). I problemi associati a questi diversi tipi di limitazioni metodologiche e pratiche sono discussi in dettaglio nell'Appendice 6 delle note illustrate del Foglio NK33- 5 Pescara (TRINCARDI *et alii*, in stampa).

In genere sono stati scelti depositi torbosi e/o molluschi caratteristici di ambienti lagunari prossimi allo zero del livello del mare. Non sono stati presi in considerazione, tuttavia, molluschi associati alla superficie di *ravinement* (rs) perché si tratta di bioclasti o biosomi riesumati da ambienti di retrospiaggia e rimaneggiati al procedere dello spostamento della spiaggia verso terra. Se la sedimentazione successiva è ridotta o assente, questi depositi possono essere ulteriormente «contaminati» dalla presenza di specie francamente marine eventualmente mescolate alle prime da processi di bioturbazione. Datazioni ottenute sulla superficie di *ravinement* riportate in lavori precedenti hanno fornito infatti valori molto dispersi (MARINO & PIGORINI, 1969; COLANTONI *et alii*, 1979).

Tab. 4 - *Datazioni assolute con il metodo del radiocarbonio sui campioni prelevati dalle carote. Il numero nella prima colonna è la sigla con cui è riportata la posizione delle carote nella carta superficiale. *=calibrazione effettuata con il metodo di FAIRBANKS et alii (2005) per i quali è disponibile la media 1 sigma e il valore di deviazione standard.*

n	Sigla Carota	Prof. (m)	Prof. campione (cm)	Materiale analizzato	Età ¹⁴ C (a BP)	±	Età calibrata max(cal.)min 1 sigma (a BP)
5	AD78-148	17,00		torba	17595	100	20449 (20810) 21162
7	AD78-150	20,00		torba	18990	270	22025 (22750) 23476
7	AD78-150	20,00		torba	20930	220	24495 (25110) 25728
9	AD78-152	30,20	69-85	torba	11730	100	13364 (13580) 13786
18	AD78-161	27,40	108-123	torba	12210	165	13749 (14290) 14828
18	AD78-161	27,40	177-191	torba	19125	150	22330 (22810) 23285
18	AD78-161	27,40	201-209	torba	20110	450	22750 (24060) 25367
22	AD78-170	36,00		torba	9056	100	9902 (10200) 10503
23	SW90-05	23,00		torba	19550	80	22842 (23280) 23710
24	CM91-01	23,5	52-54	torba	19420	80	22679 (23090) 23495
26	CM91-03	21,45	50-52	torba	20660	90	24447 (24890) 25335
34	CM95-2	31,02	81-85	<i>Cerastoderma glaucum</i>	8660	60	8988 (9780) 9364
35	CM95-3	35,60	354,00	<i>Cerastoderma glaucum</i>	8730	60	9046 (9240) 9424
41	CM95-9	22,87	326-328	<i>Bythinia tent.</i>	17900	80	20773 (21130) 21494
49	VE04-06	15,60	290-291	torba	8530	40	9477 (9512) 9546
54	VE04-11	24,50	167-168	torba	8610	50	9516 (9600) 9689
57	VE04-14	21,70	348	gasteropodo polm. acq.	9630	40	10784 (10909) 11034
58	VE04-15	22,00	267-268	torba	8750	55	9549 (9730) 9920
60	VE04-18	22,00	97-98	<i>Cerastoderma glaucum</i>	8860	40	9265 (9386) 9507
67	VE04-30	16,50	60-61	torba	19550	90	22821 (23270) 23718
67	VE04-30	16,50	67-68	torba	19600	90	22900 (23340) 23781
69	VE04-32	31,80	41-42	torba	21600	110	25983 ± 168*
69	VE04-32	31,80	67-68	torba	22400	110	26926 ± 175*
69	VE04-32	31,80	122-123	torba	23300	130	27947 ± 202*
73	VE05-02	14,01	221-222	torba	19450	95	22691 (23130) 23575
75	VE05-04	20,20	128-129	torba	19950	90	23603 (23910) 24224
77	VE05-06	21,00	82-83	torba	8210	45	9021 (9162) 9302
80	VE05-09	30,50	13-14	torba	22300	95	26812 ± 161*

n	Sigla Carota	Prof. (m)	Prof. campione (cm)	Materiale analizzato	Età ¹⁴ C (a BP)	±	Età calibrata max(cal.)min 2 sigma (a BP)
80	VE05-09	30,50	66-67	torba	22800	100	27381 \pm 177*
80	VE05-09	30,50	134-135	torba	24900	130	29873 \pm 250*
81	VE05-10	22,40	114-115	torba	8750	40	9595 (9749) 9902
82	VE05-11	20,20	100-101	torba	8090	35	8978 (9053) 9128
82	VE05-11	20,20	135-136	torba	8460	40	9433 (9483) 9532
85	VE05-18	28,10	62-63	torba	19650	85	23043 (23440) 23845
85	VE05-18	28,10	92-93	torba	20100	100	23790 (24080) 24376
86	VE05-19	27,90	100-101	torba	21800	95	26234 \pm 140*
88	VE05-21	19,00	80-81	torba	20100	75	23833 (24090) 24345
88	VE05-21	19,00	152-153	torba	21000	120	24784 (25200) 25612
89	VE05-22	14,50	245-246	torba	19100	80	22379 (22640) 22895
89	VE05-22	14,50	268-269	torba	19950	85	23615 (23920) 24218

NOTE: Il programma di calibrazione usato per i dati relativi alla carta superficiale è RADIOCARBON CALIBRATION PROGRAM REV 5.02 (disponibile nel sito Internet: <http://depts.washington.edu/qil/calib/calib.html>).

Il programma è stato messo a punto da UNIVERSITY OF WASHINGTON - QUATERNARY ISOTOPE LAB originariamente sviluppato da STUIVER M. & REIMER P.J. (1993) utilizza i dataset di calibrazione 'marine04.14c' di HUGHEN *et alii* (2004) per i dati marini e 'intcal04.14c' di REIMER *et alii* 2004 per i dati continentali. I campioni di conchiglie di foraminiferi o molluschi marini sono stati corretti applicando anche la correzione per l'effetto serbatoio (delta R) media per il bacino Adriatico (LANGONE *et alii*, 1996; PIVA *et alii*, 2008c). I campioni con età più antiche di 25000 anni sono stati calibrati con il metodo proposto da FAIRBANKS *et alii* (2005) e il relativo programma disponibile al sito:

<http://www.radiocarbon.ldeo.columbia.edu/research/radcarbcal.htm>.

In Fig. 23 le profondità a cui sono riportati i campioni datati tengono conto di tre correzioni: 1) è stata effettuata una decompattazione dei depositi tenendo conto del rapporto tra la penetrazione del carotiere e il recupero totale della carota in ogni stazione; 2) il campione viene riferito alla profondità sotto il fondo a cui corrisponde; 3) viene tenuto conto della paleo-batimetria del deposito a cui un dato campione appartiene. Nel caso di molluschi di ambiente salmastro e torbe di laguna costiera, l'ambiente deposizionale è prossimo allo zero del livello del mare al momento della deposizione. Nel caso di depositi *offshore* (ad esempio i fanghi a *Turritella* del sistema di stazionamento alto tardo-olocenico), il campione non si trova sulla curva che rappresenta il paleo livello zero del mare ma ad una paleoprofondità maggiore.

Ringraziamenti

Desideriamo ringraziare i Geologi di ISPRA - Servizio Geologico d'Italia per gli scambi di opinioni in fase di impostazione e realizzazione del progetto di Cartografia Geologica Marina a scala 1:250.000 e per il lavoro di revisione dei prodotti cartografici e delle Note Illustrative. Ringraziamo inoltre ENI-Agip S.p.A. per aver consentito l'accesso a rilievi sismici commerciali nell'area del Foglio e in quelle adiacenti e per aver messo a disposizione dati relativi ai pozzi e l'Istituto Idrografico della Marina per la validazione dei dati batimetrici. Ringraziamo il Dr. ALESSANDRO FONTANA (Dipartimento di Geografia "G. Morandini" - Università di Padova) per la partecipazione alle campagne di acquisizione VE04 e VE05. Ringraziamo inoltre la Dr. M. RAVAIOLI, responsabile della U.O.S. ISMAR di Bologna per il sostegno dato al progetto, i comandanti E. GENTILE, V. LUBRANO ed i loro equipaggi per il lavoro svolto durante le campagne di acquisizione dati a bordo della N/O Urania del CNR.

PROGETTO
CARG

BIBLIOGRAFIA

- AMOROSI A., DINELLI E., ROSSI V., VAIANI S.C. & SACCHETTO M. (2008a) - *Late Quaternary palaeoenvironmental evolution of the Adriatic coastal plain and the onset of Po River Delta*. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology **268**: 80-90.
- AMOROSI A., FONTANA A., ANTONIOLI F., PRIMON S. & BONDESAN A. (2008b) - *Post-LGM sedimentation and Holocene shoreline evolution in the NW Adriatic coastal area*. GeoActa, **7**: 41-67.
- ANDERSON J.B. & THOMAS M.A. (1991) - *Marine ice-sheet decoupling as a mechanism for rapid, episodic sea-level change: The record of such events and their influence on sedimentation*. Sediment. Geol., **70**: 87-104.
- ANTONIOLI F., FERRANTI L., FONTANA A., AMOROSI A., BONDESAN A., BRAITENBERG C., FONTOLAN G., FURLANI S., MASTRONUZZI G., MONACO C., SPADA G. & STOCCHI P. (2009) - *Holocene relative sea-level changes and vertical movements along the Italian and Istrian coastlines*. Quaternary International, **231**: 37-51.
- APAT, 2006a - *Aggiornamento sulle osservazioni dei livelli di marea nella laguna di Venezia*. Rapporto n° 69/2006.
- APAT, 2006b - *Annuario dei dati ambientali 2005-2006*. Cap. 8 – *Idrosfera*, - *La laguna di Venezia*, pp. 721-731.
- ARDOVINI R. & COSSIGNANI T. (1999) - *Atlante delle conchiglie di profondità del Mediterraneo*. Ed. L'Informatore Piceno, 1-112, Ancona.
- ARGNANI A. & FRUGONI F. (1997) - *Foreland Deformation in the Central Adriatic and its Bearing on the Evolution of the Northern Apennines*. Annali di Geofisica, **40**: 771-780.
- ARGNANI A. & GAMBERI F. (1997) - *Stili strutturali al fronte della catena appenninica nell'Adriatico centro-settentrionale*. Atti convegno Geodinamica e Tettonica attiva del sistema Tirreno-Appennino. Studi Geologici Camerti, **1995/1**: 19-27.
- ARGNANI A. & RICCI LUCCHE F. (2001) - *Tertiary Siliciclastic Turbidite Systems*. In: G.B. VAI & I.P. MARTINI (Eds.): "Anatomy of an Orogen: the Apennines and adjacent Mediterranean basins". Kluwer Academic Pub., 327-350, Dordrecht.
- ARTONI A., ARTONI A., ORI G.G. & ROVERI M. (1991) - *L'avav/ossa centro-adriatica: stili strutturali e sedimentazione*. Studi Geologici Camerti, vol. spec. CROP 03, **1991/1**: 371-381.
- ARGNANI A., BONAZZI C. & COSTA PISANI P. (2002) - *Neogene deformation in the central Adriatic Sea*. B. Geofisica Teorica Appl., **42**, suppl.: 135-138.
- ARGNANI A., BONAZZI C., EVANGELISTI D., FAVALI P., FRUGONI F., GASPERINI M., LIGI M., MARANI M. & MELE G. (1996) - *Tettonica dell'Adriatico meridionale*. Mem. Soc. Geol. It., **51**: 227-237.
- ARTEGANI A., BREGANT D., PASCHINI E., PINARDI N., RAICICH F. & RUSSO A. (1997a) - *The Adriatic Sea general circulation. Part I: Air-sea interactions and water mass structure*. J. Phys. Oceanogr., **27**: 1492-1514.
- ARTEGANI A., BREGANT D., PASCHINI E., PINARDI N., RAICICH F. & RUSSO A. (1997b) - *The Adriatic Sea general circulation. Part II: Baroclinic circulation structure*. J. Phys. Oceanogr., **27**: 1515-1532.
- ARTONI A. (2007) - *Growth rates and two-mode accretion in the outer orogenic wedge-forland basin system of Central Apennine (Italy)*. B. Soc. Geol. It., **126**: 531-556.
- ASIOLI A. (1996) - *High resolution foraminifera biostratigraphy in the Central Adriatic basin during the last deglaciation: a contribution to the PALICLAS Project, in Palaeoenvironmental Analysis of Italian Crater Lake and Adriatic Sediments*. Edited by F. Oldfield and P. Guilizzoni, Memorie dell'Istituto Italiano di Idrobiologia, **55**: 197 - 218.
- ASIOLI A. & PIVA A. (2007) - *Il ruolo dei foraminiferi nelle ricostruzioni paleoceanografiche e paleoclimatiche: esempi dal Mediterraneo Centrale (Adriatico) per il tardo Olocene attraverso un approccio multidisciplinare*. Atti del Convegno Interdisciplinare "La ricerca

- paleobotanica/paleopalinologica in Italia: stato dell'arte e spunti di interesse" (Modena, 20-21/11/2003). Informatore Botanico, **38** (1): 14-24.
- AVANZINI M., MASETTI D., ROMANO R., PODDA F., PONTON M. (2006) - *Calcari Grigi*. In: M.B. CITA, E. ABBATE, M. BALINI, M.A. CONTI, P. FALORNI, D. GERMANI, G. GROPPELLI, P. MANETTI, F.M. PETTI & COMMISSIONE ITALIANA DI STRATIGRAFIA (Eds.): "Carta Geologica d'Italia 1:50.000 - Catalogo Delle Formazioni". Quaderni, Serie III, **7/VII** - Unità tradizionali (2): 125-135.
- BALLY A.W., BURBI L., COOPER C. & GHELARDONI R. (1986) - *Balanced sections and seismic reflection profiles across the central Apennines*. Mem. Soc. Geol. It., **35**: 257-310.
- BARBIERI C., BERTOTTI G., DI GIULIO A., FANTONI R. & ZOETEMEIJER R. (2004) - *Flexural response of the Venetian foreland to the Southalpine tectonics along the TRANSLALP profile*. Terra Nova, **16**: 273-280.
- BARBIERI C., DI GIULIO A., MASSARI F., ASIOLI A., BONATOW M. & MANCIN N. (2007) - Natural subsidence of the Venice area during the last 60 Myr. Basin Research, **19**: 105-123.
- BARD E., HAMELIN B. & DELANGHE-SABATIER D. (2010) - Deglacial Meltwater Pulse 1B and Younger Dryas Sea Levels Revisited with Boreholes at Tahiti. Science, **327**: 5970. 1235 – 1237.
- BARD E., HAMELIN B. & FAIRBANKS R.G. (1990) - *U-Th ages obtained by mass spectrometry in corals from Barbados: sea level during the past 130,000 years*. Nature, **346**: 456-458.
- BARD E., HAMELIN B., ARNOLD M., MONTAGGIONI L., CABIOCH G., FAURE G. & ROUGERIE F. (1996) - *Deglacial sea-level record from Tahiti corals and the timing of global meltwater discharge*. Nature, **382**: 241-244.
- BERNOULLI D. (2001) - Mesozoic-Tertiary carbonate platforms, slopes and basins of the external Apennines and Sicily. In G.B. VAI & I.P. MARTINI (Eds.): "Anatomy of an Orogen: the Apennines and adjacent Mediterranean basins". Kluver Academic Pub., 307-326, Dordrecht.
- BERTELLO F., FANTONI R. & FRANCIOSI R. (2008) - *Overview of the Italy's Petroleum Systems and Related Oil and Gas Occurrences*. 70° EAGE Conference & Exhibition. Roma, Italia, 9-12 giugno 2008.
- BERTOTTI G., CASOLARI E. & PICOTTI V. (1999) - *The Gargano Promontory: a Neogene contractional belt within the Adriatic plate*. Terra Nova, **11**: 168-173.
- BERTOTTI G., PICOTTI V., CHILOVI C., FANTONI R., MERLINI S. & MOSCONI A. (2001) - *Neogene to Quaternary sedimentary basins in the south Adriatic (Central Mediterranean): Foredeeps and lithospheric buckling*. Tectonics, **20**: 771-787.
- BEVER A. J., HARRIS, C. K., SHERWOOD, C. R., SIGNELL, R. P., (2009) - *Deposition and flux of sediment from the Po River, Italy; an idealized and wintertime numerical modeling study* , Marine Geology, **260**, 1-4, 69-80.
- BIGI G., COSENTINO D., PAROTTO M., SARTORI R. & SCANDONE P. (1990) - *Structural model of Italy and gravity map*. Quaderni de "La Ricerca Scientifica", **114**: 3, 9 fogli, CNR, Roma.
- BLANCHON P. & SHAW J. (1995) - *Reef drowning during the last deglaciation; evidence for catastrophic sea-level rise and ice-sheet collapse*. Geology, **23**: 4-8.
- BONATTI E. (1967) - *Late - Pleistocene and Postglacial Stratigraphy of a Sediment Core from the Lagoon of Venice (Italy)*. Mem. Biogeogr. Adriat. **7** suppl.: 9-26.
- BONDESAN A. & MENEGHEL M. (a cura di) (2004) - *Geomorfologia della provincia di Venezia*, Esedra, Padova, 516 pp.
- BONDESAN M., CASTIGLIONI G.B., ELMI C., GABBIANELLI G., MAROCCHI R., PIRAZZOLI P.A., TOMASIN A. (1995a) - *Coastal area at risk from storm surges and sea-level rise in northeastern Italy*, Journal of Coastal Research, **11**: 1354-1379.
- BONDESAN M., FAVERO V. & VINALS M.J. (1995b) - *New evidence on the evolution of the Po-delta coastal plain during the Holocene*. Quatern. Int., **29/30**: 105-110.
- BRAGA G. & STEFANON A. (1969) - *Beachrock ed Alto Adriatico: aspetti paleogeografici, climatici, morfologici ed ecologici del problema*. Atti Ist. Veneto Sc. Lettere ed Arti **127**: 351-366.

- BRAMBATI A. & VENZO G.A. (1967) - *Recent sedimentation in the Northern Adriatic Sea between Venice and Trieste*. Studi Trentini Scienze Naturali, **44**: 202-274.
- BRAMBATI A. (1970) - Provenienza, trasporto e accumulo dei sedimenti recenti nelle lagune di Marano e di Grado e nei litorali tra i fiumi Isonzo e Tagliamento. Mem. Soc. Geol. Ital. **9**: 281-329.
- BRAMBATI A., CIABATTI, M., FANZUTTI, G.P., MARABINI, F. & MAROCCHI, R. (1983) - A new sedimentological textural map of the Northern and Central Adriatic Sea. Boll. Oceanol. Teor. Appl. **1**: 267-271.
- BUSSETTI M., VOLPI V., NICOLICH R., BARISON E., BARADELLO L., BRANCAVELLI G., MARCHI M., ROMEO R. & WARDELL N. (2008) - *The Dinaric thrusts in the Gulf of Trieste (Northern Adriatic)*. Rendiconti online Soc. Geol. It., **2**: 1-3.
- CARATORI TONTINI F., STEFANELLI P., GIORI I., FAGGIONI O. & CARMISCIANO C. (2004) - *The revised aeromagnetic anomaly map of Italy*. Ann. Geophys., **47/5**: 1547-1555.
- CARBOGNIN, L., TEATINI, P., & TOSI, L. (2004). Eustacy and land subsidence in the Venice Lagoon at the beginning of the new millennium. Journal of Marine System, **51**(1-4), 345-353.
- CARMINATI E. e MARTINELLI G., (2002) - *Subsidence rates in the Po plain, Northern Italy: the relative impact of Natural and Anthropogenic causation*, Engineering Geology, **66**: 241-255.
- CARMINATI E., DOGLIONI C. & SCROCCA D. (2003) - *Apennines subduction-related subsidence of Venice*. Geophys. Res. Lett., **30**(13): 50/1-50/4.
- CARMINATI, E. & DI DONATO G. (1999) - *Separating natural and anthropogenic vertical movements in fast subsiding areas: the Po plain (Italy) case*. Geophys. Res. Lett., **26**(15): 2291-2294.
- CAROBENE L. & CARULLI G.B. (1981) - *Foglio 40A Gorizia e 53A Trieste*. In: Castellarin A. (ed.) *Carta tectonica delle Alpi Meridionali*. CNR - Progetto Finalizzato Geodinamica, Pubbl. **441**: 8-13.
- CARRUBA S., CASNEDI R. & PEROTTI C.R. (2005) - *Mechanism and timing of the Pliocene-Pleistocene foredeep migration in the Abruzzo offshore area (central Adriatic)*. In: I.R. FINETTI (Ed.), "CROP - Deep seismic exploration of the Mediterranean region". Elsevier, 563-580, Amsterdam.
- CARRUBA S., CASNEDI R., PEROTTI C., TORNAGHI M. & BOLIS G. (2003) - *Tectonic and sedimentary evolution of the Lower Pliocene Periadriatic foredeep in Central Italy*. Int. J. Earth Sci., **95**: 665-683.
- CARULLI G.B. (2006) - *Carta Geologica del Friuli Venezia Giulia*. Ed. Reg. Aut. Friuli Venezia Giulia, Direzione Centrale Ambiente e Lavori Pubblici, Servizio Geologico..
- CASERO P., RIGAMONTI A. & IOCCA M (1990) - *Paleogeographic relationships during Cretaceous between the Northern Adriatic area and the Eastern Southern Alps*. Mem. Soc. Geol. It., **45**: 807-814.
- CASSINIS R., SCARASCIA S. & LOZEI A. (2003) - *The deep crustal structure of Italy and surrounding areas from seismic refraction data. A new synthesis*. B. Soc. Geol. It., **122**: 365-376.
- CASTELLARIN A. & CANTELLI L. (2000) - *Neo-Alpine evolution of the Southern Eastern Alps*. J. Geodynamics, **30**: 251-274.
- CASTELLARIN A. & VAI G.B. (1986) - *Southalpine versus Po Plain Apenninic arcs*. In: F.C. WEZEL (Ed.), "Origin of arcs". Development in Geotectonics, **21**: 253-280, Amsterdam.
- CASTELLARIN A., LUCCHINI F., ROSSI P.L., SELLINI L. & SIMBOLI G. (1988) - *The Middle Triassic magmatic-tectonic arc development in the Southern Alps*. Tectonoph., **146**: 79-89.
- CASTELLO B., SELVAGGI G., CHIARABBA C., & AMATO A. (2006) - *CSI Catalogo della sismicità italiana 1981-2002, versione 1.1*. INGV-CNT, Roma <http://www.ingv.it/CSI/>
- CASTIGLIONI G.B. (1999) - *Geomorphology of the Po plain*. Suppl. Geogr. Fis. Dinam. Quat., III, Tomo **3**: 7-20.
- CASTIGLIONI G.B., BONDESAN M. & ELMI C. (1990) - *Geomorphological mapping of the Po Plain (Italy), with an example in the area of Ravenna*. Z. Geomorph. N. F., Suppl.-Bd. **80**: 35-44.
- CATI A., SARTORIO D. & VENTURINI S. (1989) - *Carbonate platform in the subsurface of the Northern Adriatic area*. Mem. Soc. Geol. It., **40**: 295-308.

- CATTANEO A. & STEEL R. J. (2003) - *Transgressive deposits: a review of their variability*. Earth-Sci. Rev., **62**: 187-228.
- CATTANEO A. & TRINCARDI F. (1999) - *The late-Quaternary transgressive record in the Adriatic epicontinental sea: basin widening and facies partitioning*. In: Bergman, K.M., Snedden, J.W. (Eds.), *Isolated Shallow Marine Sand Bodies: Sequence Stratigraphic Analysis and sedimentologic Interpretation*. SEPM Special Publication **64**: 127-146.
- CATTANEO A., CORREGGIARI A., LANGONE L. & TRINCARDI F. (2003) - *The late-Holocene Gargano subaqueous delta, Adriatic shelf: Sediment pathways and supply fluctuations*. Mar. Geol., **193**: 61-91.
- CATTANEO A., CORREGGIARI A., MARSSET T., THOMAS Y. & TRINCARDI F. (2004a) - *Morphobathymetric analysis of seafloor undulations on the Adriatic shelf and comparison to known examples of deepwater sediment waves*. Mar. Geol., **213**: 121-148.
- CATTANEO A., TRINCARDI F., ASIOLI A. & CORREGGIARI A. (2007) - *Cinoform formation in the Adriatic Sea: Energy-limited bottomset*. Cont. Shelf Res., **27**: 506-525.
- CATTANEO A., TRINCARDI F., LANGONE L., ASIOLI A. & PUIG P. (2004b) - *Cinoformation generation on Mediterranean Margins*. Oceanography, **17/4**: 104-117.
- CAVALIERI L. (2000) - *The oceanographic tower Acqua Alta – activity and prediction of sea states at Venice*. Coastal Engineering, **39**: 29-70.
- CAVALIERI L. & STEFANON A. (1980) - *Bottom features due to extreme meteorological events in the North Adriatic Sea*. Marine Geology, **79**, 159-170.
- CHANNELL J.E.T., D'ARGENIO B. & HORWATH F. (1979) - *Adria, the African promontory, in Mesozoic Mediterranean paleogeography*. Earth-Sci. Rev., **15**: 213-292.
- CHANNELL J.E.T., D'ARGENIO B. & HORWATH F. (1979) - *Adria, the African promontory, in Mesozoic Mediterranean paleogeography*. Earth-Sci. Rev., **15**: 213-292.
- CIABATTI M. (1967) - *Ricerche sull'evoluzione del delta padano*. Giorn. Geol., **34/1966**: 381-410.
- CIABATTI M., CURZI P.V. & RICCI LUCCHI F. (1987) - *Quaternary sedimentation in the Central Adriatic Sea*. Giornale di Geologia, **49**: 113-125.
- CITA M.B. & CASTRADORI D. (1995) - *Rapporto sul workshop "Marine sections from the Gulf of Taranto (southern Italy) usable as potential stratotypes for the GSSP of the lower, middle and upper Pleistocene"* (29 settembre - 4 ottobre 1994). B. Soc. Geol. It., **114**: 319-336.
- CITA SIRONI M.B., CAPOTONDI L. & ASIOLI A. (2005) - *The Tyrrenian stage in the Mediterranean: definition, usage and recognition in the deep-sea record. A proposal*. Rend. Fis. Acc. Lincei, Geologia, serie 9, **16**: 297 - 310.
- COLANTONI P., GALLIGNANI P. & LENAZ R. (1979) - *Late Pleistocene and Holocene evolution of the North Adriatic continental shelf*. Mar. Geol., **33**: 41-50.
- COMEL A., NASSIMBENI P. & NAZZI P. (1982) - *Carta pedologica della pianura friulana e del connesso anfiteatro morenico del Tagliamento*. Pubbl. Reg. Aut. F.V.G., Dir. Reg. Pianif. e Bil., Centro reg. per la sperim. agr.: 59 pp.
- CONTI A., STEFANON A., ZUPPI G. M. (2002) - *Gas seeps and rock formation in the northern Adriatic Sea*, Continental Shelf Research, **22**: 2333-2344.
- CORREGGIARI A. & REMIA A. (2005) - *Ricerca ed individuazione di depositi sabbiosi in Adriatico Centrale*. Rapporto tecnico ISMAR-CNR, 26 pp.
- CORREGGIARI A., FIELD M.E., BORTOLUZZI G., LIGI M., PENITENTI D. (1992) - Ridge and swale morphology on the Northern Adriatic epicontinental shelf. Atti convegno CIESM, Trieste 12-17 Ottobre 1992, **33**: p.125.
- CORREGGIARI A., CATTANEO A., CARRÀ D., PENITENTI D., PRETI M., TRINCARDI F. (2002) - Offshore sand for beach restoration: North Adriatic shelf examples. CIESM Workshop n. 18 "Erosion littorale en Méditerranée occidentale: dynamique, diagnostic et remèdes. Tangeri, Marocco, 18-21 settembre 2002, p. 79-82.

- CORREGGIARI A., FIELD M.E. & TRINCARDI F. (1996a) - *Late Quaternary transgressive large dunes on the sediment-starved Adriatic shelf*. In: M. DE BATIST & P. JACOBS (Eds.): "Geology of Siliciclastic Shelf Seas". Geol. Soc., spec. publ., **117**: 155-169.
- CORREGGIARI A., REMIA A., FOGLINI F. (2007) - *Progetto di caratterizzazione dei depositi sabbiosi sommersi presenti sulla piattaforma alto adriatica potenzialmente sfruttabili come cave di prestito per il ripascimento costiero – Primo SAL stato avanzamento lavori*. Relazione tecnica 45pp.
- CORREGGIARI A., ROVERI M. & TRINCARDI F. (1996b) - *Late Pleistocene and Holocene evolution of the North Adriatic Sea*. Il Quaternario, **9**: 697-704.
- CORREGGIARI A., TRINCARDI F. e ROVERI M. (1996c) - Aggiornamento ad Integrazione del Piano progettuale per la difesa della costa Adriatica Emiliano Romagnola" Attività di seconda fase - Relazione Generale - Capitolo 3: 25-47 IDROSERV SPA Rapporto Tecnico.
- CORREGGIARI A., TRINCARDI F., LANGONE L. & ROVERI M. (2001) - *Styles of failure in heavily-sedimented highstand prodelta wedges on the Adriatic shelf*. Journal of Sedimentary Research, **71/2**: 218-236.
- CORREGGIARI A., CATTANEO A. & TRINCARDI F. (2005a) - *Depositional patterns in the Late-Holocene Po delta system*. In: Bhattacharya, J.P., Giosan, L. (Eds.), *River Deltas: Concepts Models and Examples*, SEPM Special Publication, **83**: 365-392.
- CORREGGIARI A., CATTANEO A. & TRINCARDI F. (2005b) - *The modern Po Delta system: Lobe switching and asymmetric prodelta growth*, Marine Geology, **222-223**, 1-4, 49-74.
- COSSIGNANI T., COSSIGNANI V., DI NISIO A. & PASSAMONTI M. (1992) - *Atlante delle conchiglie del Medio Adriatico. - Atlas of shells from Central Adriatic Sea*. Ed. L'Informatore Piceno, 1-108, Ancona.
- DE ALTERIIS G. (1995) - *Different foreland basins in Italy: examples from the central and southern Adriatic Sea*. Tectonophysics, **252**: 349-373.
- DE VECCHI G. & SEDEA R. (1995) - *The Paleogene basalts of the Veneto region (NE Italy)*. Mem. Sci. Geol., **47**: 253-274.
- DEZES P. & ZIEGLER P.A. (2008) - *Map of the European Moho*, version 1.3. <http://comp1.geol.unibas.ch>.
- DOGLIONI C. & CARMINATI E. (2002) - *The effects of four subductions in NE Italy*. Mem. Sci. Geol., **54**: 1-4.
- DOGLIONI C. (1993) - *Some remarks on the origin of foredeeps*. Tectonophysics, **228**: 1-22.
- DOGLIONI C., MONGELLI F. & PIERI P. (1994) - *The Puglia uplift (SE Italy): an anomaly in the foreland of the Apenninic subduction due to buckling of a thick continental lithosphere*. Tectonics, **13**: 1309-1321.
- FABBRI A., ARGNANI A., BORTOLUZZI G., CORREGGIARI A., GAMBERI F., LIGI M., MARANI M., PENITENTI D., ROVERI M. & TRINCARDI F. (2002). Carta Geologica dei mari italiani alla scala 1:250.000: guida al rilevamento. Quaderni Servizio Geologico, Serie III, Volume 8: pp. 101.
- FAIRBANKS R. G. (1990) - *The age and origin of the Younger Dryas climate "event" in Greenland ice cores*. Paleoceanography, **6**: 937-948.
- FAIRBANKS R.G. (1989) - *A 17,000 year glacio-eustatic sea level record: Influence of glacial melting rates on the Younger Dryas event and deep-ocean circulation*. Nature, **342**: 637-642.
- FAIRBANKS R.G., CHARLES C.D. & WRIGHT J.D. (1992) - *Origin of global meltwater pulses*. In: R.E. Taylor, A. Long & R.S. Kra (Eds.): "Radiocarbon after four decades; an interdisciplinary perspective". Springer-Verlag, New York, 473-500.
- FANTONI R. & FRANCIOSI R. (2008a) - *Geological Framework of Po Plain and Adriatic Foreland System*. 70° EAGE Conference & Exhibition. Roma, Italia, 9-12 giugno 2008.
- FANTONI R. & FRANCIOSI R. (2008b) - *8 geological sections crossing Po Plain and Adriatic foreland*. Rend. online Soc. Geol. It., **3**: 365-366.
- FANTONI R., CATELLANI D., MERLINI S., ROGLEDI S. & VENTURINI S. (2002) - *La registrazione degli eventi deformativi cenozoici nell'avampaese veneto-friulano*. Mem. Soc. Geol., **57**: 301-313.

- FARR T.G., ROSEN P.A., CARO E., CRIPPEN R., DUREN R., HENSLEY S., KOBRECK M., PALLER M., RODRIGUEZ E., ROTH L., SEAL D., SHAFFER S., SHIMADA J., UMLAND J., WERNER M., OSKIN M., BURBANK D. & ALSDORF D. (2007) - *The Shuttle Radar Topography Mission*. Rev. Geophys., **45**: 183-215.
- FERLA M., CASTAGNA M., CORDELLA M., UMGIESER G., (2005) - *Discussions on the exceptional tide level in the Venice lagoon in November 2002*. In: WAVES 2005 e Fifth International Symposium on Ocean Wave Measurement Measurement and Analysis, Madrid, Spain, 3rde7th July 2005.
- FERRETTI M., MORETTI E., SAVELLI D., STEFANON A., TRAMONTANA M. & WEZEL F.C. (1986) - *Late-Quaternary alluvial sequences in the northwestern Adriatic sea from UNIBOOM profiles.*, **4**: 63-72.
- FERRI F., VENTURA R., COREN F. & ZANOLLA C. (a cura di) (2005) - *CARTA GRAVIMETRICA D'ITALIA ALLA SCALA 1:1.250.000*. SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA (APAT). SELCA, FIRENZE.
- FINETTI I.R. & DEL BEN A. (2005) - *Crustal Tectono-Stratigraphic Setting of the Adriatic Sea from New CROP Seismic Data*. In: I.R. FINETTI (Ed). "CROP - Deep seismic exploration of the Mediterranean region". Elsevier, 519-547, Amsterdam.
- FLEMING K. P., DAN ZWARTZ J., YOKOYAMA Y., LAMBECK K. & CHAPPELL J. (1998) - *Refining the eustatic sea-level curve since the Last Glacial Maximum using far- and intermediate-field sites*. Earth and Planetary Science Letters, **163** (1-4): 327-342.
- FONTANA A. (2006) - *L'evoluzione geomorfologica della bassa pianura friulana e le sue relazioni con le dinamiche insediatrici antiche*. Monografie del Museo Friulano di Storia Naturale Udine, **47**: 288 pp., con allegata Carta Geomorfologica della bassa pianura friulana, scala 1:50.000.
- FONTANA A., BONDESAN A., MENEGHEL M., TOFFOLETTO F., VITTURI A. (a cura di) (in stampa) - *Note Illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000: Foglio 107 "Portogruaro"*. ISPRA - Regione Veneto.
- FONTANA A., MOZZI P. & BONDESAN A. (2004) - *L'evoluzione geomorfologica della pianura veneto-friulana*. In Bondesan A. & Meneghel M. (a cura di), *Geomorfologia della provincia di Venezia*, Esedra, Padova, 113-138.
- FONTANA A., MOZZI P. & BONDESAN A. (2008) - *Alluvial megafans in the Veneto-Friuli Plain: evidence of aggrading and erosive phases during Late Pleistocene and Holocene*. Quaternary International, **189**: 71-90.
- FONTES J.C. & BORTOLAMI G. (1973) - *Subsidence of the Venice area during the past 40.000 years*. Nature, **244**: 339-341.
- FRANCIOSI R. & VIGNOLO A. (2002) - *Northern Adriatic foreland – a promising setting for the southalpine midtriassic petroleum system*. 64° EAGE Conference & Exhibition. Firenze, Italia, 27-29 May.
- FRANCO P., JEFTIC L., MALANOTTE-RIZZOLI P., MICHELATO A. & ORLIC M. (1982) - *Descriptive model of the North Adriatic*. Oceanologica Acta, **5**: 379-389.
- FRIGNANI M. & LANGONE L. (1991) - *Accumulation rates and ¹³⁷Cs distribution in sediments off the Po River delta and the Emilia-Romagna coast (northwestern Adriatic Sea, Italy)*. Cont. Shelf Res., **11**: 525-542.
- FRIGNANI M., LANGONE L., RAVAIOLI M., SORGENTE D., ALVISI F. & ALBERTAZZI S. (2005) - *Fine-sediment mass balance in the western Adriatic continental shelf over a century time scale*. Mar. Geol., **222-223**: 113-134.
- FUNICIELLO R., PAROTTO M. & PRATURLON A. (1981) - *Carta tettonica d'Italia*. Progetto finalizzato Geodinamica, C.N.R., pubbl. 269.
- GACIC M., CIVITARESE G. & URSELLA L. (1999) - *Spatial and seasonal variability of water and biogeochemical fluxes in the Adriatic sea*. In: P. MALANOTTE-RIZZOLI & V.N. EREMEEV (Eds.): "The Eastern Mediterranean as a laboratory basin for the assessment of contrasting ecosystems". Kluwer Academic Publishers, 335-357.
- GEISS E. (1987) - *A new compilation of crustal thickness data for the Mediterranean area*. Annales Geophysicae, **5B**: 623-630.
- GIANNUZZI-SAVELLI R., PUSATERI F., PALMIERI A. & EBREO C. (1994) - *Atlante delle conchiglie marine del Mediterraneo*. Ed. La Conchiglia, 1-125, Roma.

- GIANNUZZI-SAVELLI R., PUSATERI F., PALMIERI A. & EBREO C. (1996) – *Atlante delle conchiglie marine del Mediterraneo*. Ed. La Conchiglia, 1-258, Roma.
- GIANNUZZI-SAVELLI R., PUSATERI F., PALMIERI A. & EBREO C. (1999) – *Atlante delle conchiglie marine del Mediterraneo*. Ed. Evolver, 1-127, Roma.
- GIANNUZZI-SAVELLI R., PUSATERI F., PALMIERI A. & EBREO C. (2001) – *Atlante delle conchiglie marine del Mediterraneo*. Ed. Evolver, 1-246, Roma.
- GIANNUZZI-SAVELLI R., PUSATERI F., PALMIERI A. & EBREO C. (2003) – *Atlante delle conchiglie marine del Mediterraneo*. Ed. La Conchiglia, 1-298, Roma.
- GRUPPO DI LAVORO CPTI (2004) – *Catalogo Parametrico dei Terremoti Italiani, versione 2004 (CPTI04)*. INGV, Bologna.
- HARDIE L.A. & LOWENSTEIN T.K. (2004) – *Did the Mediterranean Sea dry out during the Miocene? A reassessment of the evaporite evidence from DSDP Legs 13 and 42A cores*. J. Sed. Res., **74**: 453-461.
- HELLAND-HANSEN W. & GJELBERG J.G. (1994) – *Conceptual basis and variability in sequence stratigraphy: a different perspective*. Sedimentary Geology, **92**: 31-52.
- HILL K.C. & HAYWARD A.B. (1988) – *Structural constraints on the Tertiary plate tectonic evolution of Italy*. Mar. Petrol. Geol., **5**: 2-16.
- HUGHEN K., LEHMAN S., SOUTHON J., OVERPECK J., MARCHAL O., HERRING C. & TURNBULL J. (2004) – ¹⁴C activity and global carbon cycle changes over the past 50,000 years. Science, **303**: 202-207.
- JERVEY M.T. (1988) - *Quantitative Geological Modelling of Siliciclastic Rock Sequences and their Seismic Expression*. In: C.K. WILGUS, B.S. HASTINGS, C.G. ST.C. KENDALL, H.W. POSAMENTIER, C.A. ROSS & J.C. VAN WAGONER (Eds.): "Sea Level Change: An Integrated Approach". Soc. of Econ. Pal. and Min. spec. publ., **42**: 47-69, Tulsa.
- KRUSE S.E. & ROYDEN L.H. (1994) – *Bending and unbending of an elastic lithosphere: The Cenozoic history of the Apennine and Dinaride foredeep basins*. Tectonics, **13**: 278-302.
- LACHANCE G.R. & TRAIL R.J. (1966) *Practical solution to the matrix problem in X-ray analysis. Canadian Spectroscopy*, v. 11, p. 43-48.
- LANGONE L., ASIOLI A., CORREGGIARI A. & TRINCARDI F. (1996) - *Age-depth modelling through the late Quaternary deposits of the central Adriatic basin*. In: P. GUILIZZONI & F. OLDFIELD (Eds.): "Palaeoenvironmental Analysis of Italian Crater Lake and Adriatic Sediments (PALICLAS)". Mem. Ist. Ital. Idrobiol., **55**: 177-196, Pallanza.
- LEE H.J., SYVITSKI J.P.M., PARKER G., ORANGE D., LOCAT J., HUTTON E.W.H. & IMRAN J. (2002). *Distinguishing sediment waves from slope failure deposits: field examples, including the "Humboldt slide", and modelling results*. Mar. Geol. **192**: 79-104.
- LINDSEY D.A. (1999) *An evaluation of alternative chemical classification of sandstones. U.S. geological Survey, Open-File Report* **99**: 346, 27 p.
- LOCKER S.D., HINE A.C., TEDESCO L.P. & SHINN E.A. (1996) - *Magnitude and timing of episodic sea-level rise during the last deglaciation*. Geology, **24**: 827-830.
- LOWE J.J., BLOCKLEY S., TRINCARDI F., ASIOLI A., CATTANEO A. & MATTHEWS I.P. (2007) - *Age modelling of late-Quaternary marine sequences (Adriatic sea): towards improved precision and accuracy*. Continental Shelf Research, **27**: 560-582.
- MALANOTTE RIZZOLI P. & BERGAMASCO A. (1983) - *The dynamics of the coastal region of the northern Adriatic Sea*. J. Phys. Oceanogr., **13**: 1105-1130.
- MANZI V., LUGLI S., RICCI LUCCHI F. & ROVERI M. (2005) - *Deep-water clastic evaporites deposition in the Messinian Adriatic foredeep (northern Apennines, Italy): did the Mediterranean ever dry out?* Sedimentology, **52**: 875-902.
- MARINO C.M. & PIGORINI B. (1969) - *Datazione dei sedimenti recenti del Mare Adriatico col metodo del radiocarbonio*. Atti Società Italiana di Scienze Naturali, **109**: 469-488.
- MAROCCHI R. (1989) - *Evoluzione quaternaria della Laguna di Marano (Friuli Venezia-Giulia)*. Il Quaternario, **2** (2): 125-137.

- MAROCCHI R. (1991) - *Evoluzione tardoplaistocenica-olocenica del delta del F. Tagliamento e delle lagune di Marano e Grado (Golfo di Trieste)*. Il Quaternario, **4** (1b): 223-232.
- MARTINSON D.G., PISIAS N.G., HAYES J.D., IMBRIE J., MOORE T.C. & SHACKLETON N.J. (1987) - *Age dating and the orbital theory of the ice ages - development of a high-resolution 0 to 300,000 year chronostratigraphy*. Quaternary Research, **27**: 1-29.
- MAZZOTTI, S., A. LAMBERT, M. VAN DER KOOIJ, AND A. MAINVILLE *Impact of anthropogenic subsidence on relative sea-level rise in the Fraser River delta* Geology 2009, v. 37, p. 771-774.
- MELI S. & SASSI R. (2003) - *Petrography, age and geochemistry of the buried "Venice Granodiorite" (Northern Italy)*. Schweiz. Miner. Petrogr. Mitteil., **83**, 57-61.
- MENICHETTI M., DE FEYTER A.J. & CORSI M. (1991) - *CROP 03 - Il tratto Val Tiberina - Mare Adriatico. Sezione geologica e caratterizzazione tettonico-sedimentaria delle avanfosse della zona umbro-marchigiana-romagnola*. Studi Geologici Camerti, **1991/1**: 279-293.
- MILLIGAN T.G. & CATTANEO A. (2007) - *Sediment dynamics in the western Adriatic Sea: From transport to stratigraphy*. Cont. Shelf Res., **27**: 287-295.
- MILLIMAN J.D. & SYVITSKI J.P.M. (1992) - *Geomorphic/tectonic control of sediment discharge to the ocean: the importance of small mountainous rivers*. J. Geol., **100**: 525-544.
- MISEROCCHI S., LANGONE L. AND TESI T. (2007). *Content and isotopic composition of organic carbon within a flood layer in the Po River prodelta (Adriatic Sea)*. Cont. Shelf Res., **27**: 338-358.
- MORLEY C.K. (1986) - *A classification of thrust fronts*. AAPG Bull., **70**: 371-378.
- MORNER N.A. (1969) - *Climatic and eustatic changes during the last 15000 years*. Geol. Mijinbouw, **48**: 389-399.
- MOZZI P. (2005) - *Alluvial plain formation during the Late Quaternary between the southern Alpine margin and the Lagoon of Venice (northern Italy)*. Geogr. Fis. Dinam. Quat., suppl. **7**: 219-230.
- NACSN - NORTH AMERICAN COMMISSION ON STRATIGRAPHIC NOMENCLATURE (1983) - *North American Stratigraphic Code*. Bull. Amer. Ass. Petr. Geol., **67** (5): 841-875.
- NEWTON R.S., STEFANON A (1975) - *The "Tegnue de Ciosa" area: patch reefs in the northern Adriatic Sea*. Marine Geology **8**: 27-33.
- NEWTON R.S. & STEFANON A. (1982) - *Side-scan sonar and subbottom profiling in the northern Adriatic Sea*, Marine Geology, **46**: 279-306.
- NICOLICH R. & DAL PIAZ G.V. (1991) - *Isobate della Moho in italia*. In: Structural Model of Italy, 1 : 500,000, Progetto finalizzato Geodinamica, CNR, Roma.
- NICOLICH R., DELLA VEDOVA B. & GIUSTINIANI M. (2004) - *Carta del Sottosuolo della Pianura Friulana. Note illustrative*. Regione Autonoma Friuli Venezia Giulia, Litografia Artistica Cartografica, 29 pp., Firenze.
- NITTROUER C., MISEROCCHI S. & TRINCARDI F. (2004) - *The PASTA Project: Investigation of Po and Apennine Sediment Transport and Accumulation*. Oceanography, **17/4**: 46-57.
- OLDFIELD F., ASIOLI A., ACCORSI C. A., MERCURI A. M., JUGGINS S., LANGONE L., ROLPH T., TRINCARDI F., WOLFF G., GIBBS Z., VIGLIOTTI L., FRIGNANI M., VAN DER POST K. & BRANCH N. (2003) - *A high resolution late Holocene palaeo environmental record from the central Adriatic Sea*. Quaternary Science Reviews, **22**:319-342.
- ORI G.G., ROVERI M. & VANNONI F. (1986) - *Plio-Pleistocene sedimentation in the Apenninic-Adriatic foredeep (Central Adriatic Sea, Italy)*. In: P.A. ALLEN & P. HOMEWOOD (Eds.): "Foreland Basins". Int. Ass. Sediment., spec. publ., **8**: 183-198.
- ORLIC M., GACIC M. & LA VIOLETTE P.E. (1992) - *The currents and circulation of the Adriatic Sea*. Oceanologica Acta, **15**: 109-124.
- ORTOLANI F., & PAGLIUCA S. (1988) - *Il Gargano (Italia meridionale): un settore di "avampaese" deformato tra le catene Appenninica e Dinarica*. Mem. Soc. Geol. Ital., **41**: 1245-1252.
- PALINKAS C. M. & NITTROUER C. A. (2006) - *Clinoform sedimentation along the Apennine shelf, Adriatic Sea*. Mar. Geol., **234**: 245-260.
- PASCHINI E., ARTEGANI A. & PINARDI N. (1993) - *The mesoscale eddy field of the middle Adriatic during fall 1988*. Deep Sea Research I, **40**: 1365-1377.

- PELTIER W.R. & FAIRBANKS R.G. (2006) - *Global glacial ice volume and Last Glacial Maximum duration from an extended Barbados sea level record*. Quaternary Science Reviews **25**: 3322-3337.
- PIERI M. & GROPPi G. (1981) - *Subsurface geological structure of the Po Plain, Italy*. Progetto finalizzato Geodinamica, C.N.R., pubbl. **414**: 23 pp, Roma.
- PIVA A. (2007) - *Stratigrafia ad alta risoluzione dei depositi quaternari in Adriatico centrale e meridionale: impatto di cambiamenti climatici a scala sub-Milankoviana sulla circolazione in Mediterraneo*. Tesi di Dottorato non pubblicata, Università di Bologna, XIX Ciclo (Scienze della Terra), 127pp.
- PIVA A., ASIOLI A., ANDERSEN N., GRIMALT J.O., SCHNEIDER R.R. & TRINCARDI F. (2008A) - *Climatic cycles as expressed in sediments of the PROMESSI borehole PRADI-2, central Adriatic, for the last 370 ka: 2. Paleoenvironmental evolution*. Geochem. Geophy. Geosy., **9**/**3**: 1-21,
- PIVA A., ASIOLI A., SCHNEIDER R.R., TRINCARDI F., ANDERSEN N., COLMENERO-HIDALGO E., DENNIELOU B., FLORES J. & VIGLIOTTI L. (2008B) - *Climatic cycles as expressed in sediments of the PROMESSI borehole PRADI-2, central Adriatic, for the last 370 ka: 1. Integrated stratigraphy*. Geochem. Geophy. Geosy., **9**/**1**: 1-21.
- PIVA A., ASIOLI A., TRINCARDI F., SCHNEIDER R. R. & VIGLIOTTI L. (2008C) *Late-Holocene climate variability in the Adriatic Sea (Central Mediterranean)*. Holocene, **18**/**1**: 153-162.
- PONTI M., FRANCESCHINI G., GIOVANARDI O., MAZZOLDI C., MESCALCHIN P., RASOTTO M.B., TAGLIAPETRE D., ZANON V., ABBIATI M. (2005) - *Tegnìe di Chioggia: un progetto per la valorizzazione e gestione della zona di tutela biologica*. 36° Congresso Nazionale Società Italiana di Biologia Marina (S.I.B.M.), Trieste, 9-13 Maggio 2005: 198.
- POSAMENTIER H.W. & ALLEN G.P. (1993) - *Variability of the sequence stratigraphic model: effects of local basin factors*. Sedimentary Geology, **86**: 91-109.
- POSAMENTIER H.W. & VAIL P.R. (1988) - *Eustatic control on clastic deposition, II – Sequence and systems tract models*. In: C.K. WILGUS, B.S. HASTINGS, C.G.S.T.C. KENDALL, H.W. POSAMENTIER, C.A. ROSS & J. C. VAN WAGONER (Eds.): "Sea Level Change: An Integrated Approach". Soc. Econ. Pal. Min. spec. publ., **42**: 125-154.
- POSAMENTIER H.W., JAMES D.P., ALLEN G.P. & TESSON M. (1992) - *Forced Regressions in a sequence stratigraphic framework: concepts, examples, and exploration significance*. Amer. Assoc. Petroleum Geol. Bull., **76**: 1687-1709.
- POULAIN P.M. (2001) - *Adriatic Sea surface circulation as derived from drifter data between 1990 and 1999*. J. Mar. Syst., **29**: 3-32.
- PUIG, P., OGSTON, A.S., GUILLÉN, J., FAIN, A.M.V. & PALANQUES A. (2007) - *Sediment transport processes from the topset to the foreset of a crenulated clinoform (Adriatic Sea)*. Cont. Shelf Res., **27**: 452-474.
- RAFVG, 1986. Caratteristiche chimico-fisiche e biologiche dei corpi idrici superficiali e profondi della regione (Allegato 5). Regione Friuli-Venezia Giulia, Direzione Regionale dell'Ambiente, Servizio per l'utilizzazione delle acque.
- REIMER P.J., BAILLIE M.G.L., BARD E., BAYLISS A., BECK, J.W., BERTRAND C.J.H., BLACKWELL P. G., BUCK C.E., BURR G.S., CUTLER K.B., DAMON, P.E., EDWARDS, R.L., FAIRBANKS R.G., FRIEDRICH M., GUILDERSON T.P., HOGG A.G., HUGHEN K.A., KROMER B., MCCORMAC G., MANNING ST., RAMSEY C.B., REIMER R.W., REMMELE S., SOUTHON J.R., STUIVER M., TALAMO S., TAYLOR F.W., VAN DER PLICHT J. & WEYHENMEYER C.E. (2004) - *IntCal04 terrestrial radiocarbon age calibration, 0-26 cal kyr BP*. Radiocarbon, **46**: 1029-1058.
- RICCI LUCCHI F. (1973) - *Resedimented evaporites: indicators of slope instability and deep-basin conditions in Pseudoadriatic Messinian (Apennines foredeep, Italy)*. In: DROGGER (Ed.): "Messinian Events in the Mediterranean". Konin. Nderl. Akd. van Wetensch., Geodynamic Sci. Rep. **7**: 142-149.
- RICCI LUCCHI F. (1986) - *The Oligocene to recent foreland basins of the Northern Apennines*. In: P.A. ALLEN & P. HOMEWOOD (Eds.): "Foreland Basins". Int. Ass. Sediment. spec. publ., **8**: 105-139.

- RICCI LUCCHI F., COLALONGO M.L., CREMONINI G., GASPARI G., IACCARINO S., PAPANI G., RAFFI S. & RIO D. (1982) - *Evoluzione sedimentaria e paleogeografica nel margine appenninico*. In: G. CREMONINI & F. RICCI LUCCHI (Eds.): "Guida alla Geologia del Margine Appenninico-padano". Guide geologiche regionali, Soc. Geol. It., 17-46.
- RICCI LUCCHI F., COLALONGO M.L., CREMONINI G., GASPARI G., IACCARINO S., PAPANI G., RAFFI S. & RIO D. (1982) - *Evoluzione sedimentaria e paleogeografica nel margine appenninico*. In: G. CREMONINI & F. RICCI LUCCHI (Eds.): "Guida alla Geologia del Margine Appenninico-padano". Guide geologiche regionali, Soc. Geol. It., 17-46.
- RIDENTE D. & TRINCARDI F. (2002) - *Eustatic and tectonic control on deposition and lateral variability of Quaternary regressive sequences in the Adriatic basin (Italy)*. Mar. Geol., **184**: 273-293.
- RIZZETTO F., TOSI L., ZECCHIN M., BRANCOLINI G., BARADELLO L. (2009) - *Ancient geomorphological features in shallows of the Venice Lagoon (Italy)*. Journal of Coastal Research, SI **56**, 752-756.
- ROVERI M., ASIOLI A., CORREGGIARI A. & TRINCARDI F. (2001) - *Ultra high-resolution marine record of paleoenvironmental changes in the last 5000 years*. Archivio di Oceanografia e Limnologia, **22**: 223-234.
- ROVERI M., BOSCOLO GALLO A., ROSSI M.; GENNARI R.; IACCARINO S. M.; LUGLI S. (2005) - *The adriatic foreland record of messinian events (central Adriatic sea, Italy)*. GeoActa, **4**: 139 - 157
- ROVERI M., MANZI V., GENNARI R., IACCARINO S.M. & LUGLI S. (2008) - *Recent advancements in the Messinian stratigraphy of Italy and their Mediterranean-scale implications*. Boll. Soc. Geol. It., **47**(2): 71-85.
- ROYDEN L., PATACCA E. & SCANDONE P. (1987) - *Segmentation and configuration of subducted lithosphere in Italy; an important control on thrust-belt and foredeep-basin evolution*. Geology, **15**: 714-717.
- ROYDEN L.H. & KARNER G.D. (1984) - *Flexure of lithosphere beneath Apennines and Carpathian foredeep basins: evidence for an insufficient topographic load*. Am. Ass. Petrol. Geol. Bull., **68**: 704-712.
- SAGE L., MOSCONI A., MORETTI I., RIVA E. & ROURE F. (1991) - *Cross Section Balancing in the Central Apennines: An Application of LOCACE*. AAPG Bull., **75**: 832-844.
- SAVELLI D., TRAMONTANA M. & WEZEL F.C. (1990) - *Cyclic sedimentation and erosion of quaternary sedimentary wedges off the Gargano Promontory (Southern Adriatic Sea)*. Boll. Oceanol. Teor. Appl., **8**: 163-175.
- SCHWANDER M.M. (1989) - *The southern Adriatic basin, offshore Italy*. In: A.W. BALLY (Ed.): "Atlas of seismic stratigraphy". AAPG Studies, **27**, 3: 111-115.
- SCISCIANI V. & MONTEFALCONE R. (2005) - *Evoluzione neogenico-quaternaria del fronte della catena centro-appenninica: vincoli dal bilanciamento sequenziale di una sezione geologica regionale*. B. Soc. Geol. It., **124**: 579-599.
- SCROCCA D. (2006) - *Thrust front segmentation induced by differential slab retreat in the Apennines (Italy)*. Terra Nova, **18**: 154-161.
- STEFANI M. & VINCENZI S. (2005) - *The interplay of eustasy, climate and human activity in the late Quaternary depositional evolution and sedimentary architecture of the Po Delta system*. Marine Geology, **222-223**: 19-48.
- STEFANON A. (1966) - *First notes on the discovery of outcrops of beach rock in the Gulf of Venice (Italy)*. Rapp. Comm. int. Mer Médit. **19**: 648-649.
- STEFANON A. (1967) - *Formazioni rocciose del bacino dell'Alto Adriatico*. Atti Ist. Venet Sc. Lettere ed Arti **125**: 79-89.
- STEFANON A. (1970) - *The role of beachrock in the study of the evolution of the North Adriatic Sea*. Mem. Biogeogr. Adriatic, **8**: 79-99.

- STEFANON A. (2001) - Cenni sulla geologia e sugli organismi costruttori delle "Tegnùe", Rivista di Studi e ricerche, Quaderni, **17**: 171-177.
- STEFANON A., & MOZZI C. (1972) - *Esistenza di rocce organogene nell'Alto Adriatico al largo di Chioggia*. Atti Ist. Veneto Sc. Lettere ed Arti **130**: 495-499.
- STEFANON, A., RABITTI, S., & BOLDRIN, A. (1981) - *Gas-charged sediments and pockmarks in the Adriatic Sea. Poster section "The Adriatic Sea-Characteristics and perspectives*. Symposium in Rovinj, October 1981, Thalassia Jugoslavica **19**: 1/4, 25-26.
- STORMS J.E.A., WELTJE G.J., TERRA G.J., CATTANEO A., & TRINCARDI F. (2008) - *Coastal dynamics under conditions of rapid sea-level rise: Late Pleistocene to Early Holocene evolution of barrier-lagoon systems on the Northern Adriatic shelf (Italy)*. Quat. Sci. Rev., **27**: 1107-1123.
- STUIVER M & BRAZUNAS T F (1993) - *Modeling atmospheric ¹⁴C influences and ¹⁴C ages of marine samples to 10,000 BC*. Radiocarbon **35**:137-189.
- SUESS, H. E. 1955. *Radiocarbon concentration in modern wood*. Science, **122**:415-17.
- SURIAN, N. & RINALDI M. (2003) - *Morphological response to river engineering and management in alluvial channels in Italy*. Geomorphology, **50**, 307-326.
- SYVITSKI J.P.M. & KETTNER A. J. (2007) - *On the flux of water and sediment into the Northern Adriatic Sea*. Cont. Shelf Res., **27**: 296-308.
- SYVITSKI J.P.M. (2008) - *Deltas at risk*. Sustainability Science, **3**: 23-32.
- TAVIANI M. (1978) - *Associazioni a Molluschi pleistoceniche-attuali dragate nell'Adriatico meridionale*. Boll. Zool., **45**: 297-306.
- TERZAGHI K., & PECK R.B (1967) - *Soil mechanics in engineering practice* (second edition). New York, John Wiley and Sons Inc., 729 p.
- TESI T., MISEROCCHI S., GONI M.A., LANGONE L., BOLDRIN A., TURCHETTO M. (2007) - *Flux organic matter origin and distribution in suspended particulate materials and surficial sediments, from the western Adriatic Sea (Italy)*. Estuarine, Coastal and Shelf Science., **73**: 431-446.
- THORNE J.A. & SWIFT D.J.P. (1991) - *Sedimentation on continental margins. VI: a regime model for depositional sequences, their component systems tracts and bounding surfaces*. In D.J.P. SWIFT, G.F. OERTEL, R.W. TILLMAN & J.A. THORNE (Eds.): "Shelf sand and sandstone bodies". Int. Ass. Sediment. spec. publ., **14**: 189-255.
- TÖRNQVIST T.E., WALLACE D.J., STORMS J.E.A., WALLINGA J., VAN DAM R.L., BLAAUW M., DERKSEN M., KLERKS C.J.W., MEIJNEKEN C. & SNIJDERS E.M.A. (2008) - *Mississippi Delta subsidence primarily caused by compaction of Holocene strata*: *Nature Geoscience*, v. **1**, p. 173-176, doi: 10.1038/ngeo129.
- TOSI L., RIZZETTO F., BONARDI M., DONNICI S., SERANDREI BARBERO R. & TOFFOLETTO F. (2007a) - *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000. 128 - Venezia*. APAT, Dipartimento Difesa del Suolo, Servizio Geologico d'Italia, Casa Editrice SystemCart, Roma, 164 pp., 2 fogli.
- TOSI L., RIZZETTO F., BONARDI M., DONNICI S., SERANDREI BARBERO R. & TOFFOLETTO F. (2007b) - *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000. 148-149 - Chioggia-Malamocco*. APAT, Dipartimento Difesa del Suolo, Servizio Geologico d'Italia, Casa Editrice SystemCart, Roma, 164 pp., 2 fogli.
- TOSI L., RIZZETTO F., ZECCHIN M., BRANCOLINI G. & BARADELLO L. (2009a) - *Morphostratigraphic framework of the Venice Lagoon (Italy) by very shallow water VHRS surveys: Evidence of radical changes triggered by human-induced river diversion*. Geophysical Research Letters, **36**:1-5
- TOSI L., TEATINI P., CARBOGNIN L., & BRANCOLINI G. (2009b) - *Using high resolution data to reveal depth dependent mechanisms that drive land subsidence: the Venice coast, Italy*. Tectonophysics. Volume **474**: 271-284.
- TRANSALP WORKING GROUP (2002) - *First deep seismic reflection images of the Eastern Alps reveal giant crustal wedges and transcrustal ramps*. Geophys. Res. Lett., **29**: 921-924.

- TRINCARDI F. & ARGNANI A. (a cura di) (2001) - *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:250000 – Foglio NL33-10 “Ravenna”*. ISPRA - Servizio Geologico d'Italia.
- TRINCARDI F., ARGNANI A. & CORREGGIARI A. (a cura di) (in stampa) - *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:250000 – Foglio NK33-5 “Pescara”*. ISPRA - Servizio Geologico d'Italia.
- TRINCARDI F. & CORREGGIARI A. (2000) - *Muddy forced-regression deposits in the Adriatic basin and the composite nature of Quaternary sea level changes*. In: D. HUNT & R.L. GAWTHORPE (Eds.): “*Sedimentary Responses to Forced Regressions*”. Geological Society, spec. publ., **172**: 247-271.
- TRINCARDI F., CATTANEO A. & CORREGGIARI A. (2004) - *Mediterranean prodelta systems: natural evolution and human impact investigated by EURODELT*A. Oceanography, **17/4**: 34-45.
- TRINCARDI F., CATTANEO A., ASIOLI A., CORREGGIARI A. & LANGONE L. (1996) - *Stratigraphy of the late-Quaternary deposits in the central Adriatic basin and the record of short-term climatic events*. In: P. GUILIZZONI & F. OLDFIELD (Eds.): “*Palaeoenvironmental Analysis of Italian Crater Lake and Adriatic Sediments (PALICLAS)*”. Memorie Istituto Italiano di Idrobiologia, **55**: 39-70.
- TRINCARDI F., CATTANEO A., CORREGGIARI A., MASSON D.G., HÜHNERBACH V., JACOBS C., CARRÀ D., MAGAGNOLI A., PENITENTI D., RIDENTE D. & ROVERI M. (2000) - *Evidence of giant fluid-escape features in late-Holocene deposits on the Adriatic shelf*. Giorn. Geol., **62**: 1-26.
- TRINCARDI F., CORREGGIARI A. & ROVERI M. (1994) - *Late Quaternary transgressive erosion and deposition in a modern epicontinental shelf: the Adriatic Semienclosed Basin*. Geo-Mar. Lett., **14**: 41-51.
- VAI G.B. (1988) - *A field trip guide to the Romagna Apennine geology. The Lamone valley*. In: C. DE GIULI & G.B. VAI (Eds.): “*Fossil vertebrates in the Lamone valley. Romagna Apennines*”. Field trip guidebook. Litografica Faenza, 7-37, Faenza.
- VAI G.B. (2001) - Basement and early (pre-Alpine) history. In: G.B. VAI & I.P. MARTINI (Eds.): “*Anatomy of an Orogen: the Apennines and adjacent Mediterranean basins*”. Kluver Academic Pub., 327-350.
- VAI G.B., BORIANI A., RIVALENTI G. & SASSI F.P. (1984) - *Catena Ercinica e Paleozoico delle Alpi meridionali*. In: “*Cento anni di geologia italiana*”. Vol. giub. I centenario S.G.I.: 133-154, Bologna.
- VAI P.R., MITCHUM R.M.JR., TODD R.G., WIDMIER J.M., THOMPSON S. III, SANGREE J.B., BUBB J.N. & HATLELID W.G. (1977) - *Seismic stratigraphy and global changes of sea-level*. In: C.E. PAYTON (Ed.): “*Seismic stratigraphy-applications to hydrocarbon exploration*”. AAPG Memoir, **26**: 49-212.
- VANNUCCI G., PONDRELLI S., ARGNANI A., MORELLI A., GASPERINI P. & BOSCHI E. (2004) - *An Atlas of Mediterranean Seismicity*. Ann. Geophys., suppl., **47**: 247-306.
- VERDICCHIO G., TRINCARDI F., ASIOLI A. (2007) - Mediterranean bottom current deposits: an example from the Southwestern Adriatic Margin. Geological Society of London, Special Publication (Viana A. e Rebesco M., Eds.), **276**: 199-224.
- VIGLIOTTI L., VEROSUB K.L., CATTANEO A., TRINCARDI F., ASIOLI A. & PIVA A. (2008) - *Paleomagnetic and rock magnetic analysis of Holocene deposits from the Adriatic Sea: Detecting and dating short-term fluctuations in sediment supply*. Holocene, **18/1**: 141-152.
- WOPFNER H. (1984) - *Permian deposits of the Southern Alps as product of initial alpidic taphrogenesis*. Geolog. Rund., **73**: 259-277.
- ZAPPATERRA E. (1990) - *Regional distribution models of source rocks in the Periadriatic region*. Mem. Soc. Geol. It., **45**: 817-822.
- ZATTIN M., CUMAN A., FANTONI R., MARTIN S., SCOTTI P. & STEFANI C. (2002) - *Thermochronological evolution of the Southern Alps along the TRANSALP profile*. Mem. Sci. Geol., (Spec.Vol.): 127-130.
- ZECCHIN, M., L. BARADELLO, G. BRANCOLINI, F. DONDA, F. RIZZETTO, AND L. TOSI (2008) - Sequence stratigraphy based on high-resolution seismic profiles in the late Pleistocene and Holocene deposits of the Venice area. Mar. Geol., **253**: 185- 198

- ZECCHIN M., BRANCOLINI G., TOSI L., RIZZETTO F., CAFFAU M.& BARADELLO L. (2009) - *Anatomy of the Holocene succession of the southern Venice lagoon revealed by very high-resolution seismic data*. Continental Shelf Research. **29**: 1343 – 1359.
- ZORE ARMANDA M. & GACIC M. (1987) - *Effects of the Bura on the circulation in the North Adriatic*. Annales Geophysicae, **5B**: 93-102.

PROGETTO
CARG