

See discussions, stats, and author profiles for this publication at: <https://www.researchgate.net/publication/242398614>

Le variazioni ambientali nell'area di Vado Ligure dal Neolitico ad oggi

ARTICLE · JANUARY 2009

CITATIONS

4

READS

79

3 AUTHORS, INCLUDING:



[Marco Firpo](#)

Università degli Studi di Genova

97 PUBLICATIONS 263 CITATIONS

[SEE PROFILE](#)



[Alessio Rovere](#)

MARUM Center for Marine Environmental S...

95 PUBLICATIONS 458 CITATIONS

[SEE PROFILE](#)

LE VARIAZIONI AMBIENTALI NELL'AREA DI VADO LIGURE DAL NEOLITICO AD OGGI

Luigi Carobene, Marco Firpo & Alessio Rovere

Dipartimento per lo studio del Territorio e delle sue Risorse (DipTeRis), Università di Genova,
carobene@dipteris.unige.it
Corso Europa, 26 – 16132 Genova, Italy

RIASSUNTO: Carobene L., Firpo M. & Rovere A., *Le variazioni ambientali nell'area di Vado Ligure dal Neolitico ad oggi* (IT ISSN 0394-3356, 2008).

Sono stati studiati i profili sismici e 13 sondaggi effettuati nella Rada di Vado Ligure, in corrispondenza della foce del T. Segno. La località si trova 4-5 km a SO di Savona, lungo la costa della Liguria occidentale. La trasgressione olocenica documentata dai sondaggi è stata messa in relazione con le variazioni del paesaggio degli ultimi 8-9000 anni; il periodo coincide con l'inizio e lo sviluppo del Neolitico. Sono state prese in considerazione le caratteristiche morfologiche e geologiche dell'area sia emersa che marina, al fine di confrontare la sua evoluzione recente con lo sviluppo dell'eustatismo e della tettonica quaternaria. Questi due eventi sono documentati da 5 ordini di terrazzi marini che hanno permesso di valutare la velocità di sollevamento dell'area durante il Quaternario. I sondaggi, di cui 10 effettuati a mare, hanno consentito di riconoscere il substrato, costituito da argille marnose del Pliocene inferiore, i depositi continentali riferibili al periodo di basso eustatico (Würm) ed il corpo sedimentario marino della trasgressione olocenica. Le 25 datazioni C¹⁴ effettuate hanno fornito età calibrate comprese tra 8225 e 510 anni B.P.; le date sono state utilizzate per effettuare la cronostratigrafia del deposito marino olocenico. La correlazione dei risultati ricavati dall'analisi del profilo sismico, dallo studio sedimentologico delle carote e dalle datazioni C¹⁴ ha consentito di riconoscere: una fase trasgressiva, terminata 6000 anni fa, seguita da un periodo di relativa stabilità della linea di riva; un successivo periodo di progradazione e, infine, il periodo dell'alto eustatico interglaciale che arriva ai nostri giorni. Le varie tappe della risalita eustatica sono state ricostruite lungo un profilo geologico che ha portato a determinare le linee di riva di 8000 anni fa (-12 m), di 7000 anni fa (-6,5 m), di 6000 anni fa (-3 m) e di 5000 anni fa (-1,5 m). Sulla base di questi dati è stata costruita una curva di risalita del livello marino e sono state riconosciute le grandi modificazioni del paesaggio causate dalla trasgressione olocenica. Circa 9000 anni fa, un'ampia superficie emersa si estendeva per almeno un chilometro verso mare. Nell'arco di 3000 anni la piana viene però ricoperta dall'avanzata del mare, mentre il fondovalle del T. Segno diventa inospitale. Dopo un periodo di relativa stabilità, durato fino al 5000 B.P., il forte accumulo di detriti lungo costa provoca la progradazione della spiaggia emersa e sottomarina e la contemporanea aggradazione della piana alluvionale del T. Segno. A partire da 1800 anni fino ad oggi, la linea di costa ritorna relativamente stabile; la pianura alluvionale del T. Segno diventa di nuovo abitabile o utilizzabile per le coltivazioni, anche se non in maniera continuativa. La diminuzione dello spazio e l'aumento probabile della popolazione porta però all'uso della deforestazione; ciò innesca il dilavamento dei versanti e l'erosione dei suoli, come sembra documentare lo spesso corpo limoso che si viene rapidamente a formare nell'antistante area marina.

ABSTRACT: Carobene L., Firpo M. & Rovere A., *The environmental variations in the Vado Ligure area from the Neolithic age until present* (IT ISSN 0394-3356, 2008).

Seismic profiles and 13 drilling cores were studied in the Vado Ligure Gulf, in front of the Segno river delta. The study area is located 4-5 Km SW from Savona, along the western Ligurian coast. The Holocene transgression highlighted by the surveys was related to the variations of the landscape in the last 8-9000 years; this period corresponds to the beginning and the development of the Neolithic. Subaerial (Fig. 1) and marine (Fig. 2) morphological features were taken into account in order to compare the recent evolution of the study area with the most important Quaternary events, such as eustatism and tectonic activity. These two events are documented by 5 orders of marine terraces comprised between 185 and 35 m a.s.l.; this allowed us to conclude that the tectonic rising rates of the study area during Quaternary have been low, and successively decreased. This evidence supported the assertion that the study area has been substantially stable during Holocene. Moreover, systems of Quaternary faults have conditioned the direction of crests and the drainage patterns. The cores, 10 of which were made in the marine part of the study area, allowed us to recognize the substratum, that is constituted by lower Pliocene marly clays, by the continental deposits referable to the low eustatic stand (Würm) and by the marine sedimentary body of the Holocene transgression (Fig. 8). The marine deposits of the Tyrrhenian transgression (Stage 5.5) are absent. 25 C¹⁴ datings provided calibrated ages comprised between 8225 and 510 yrs BP; the data were used to obtain the chronostratigraphy of the marine deposit (Fig. 12). The correlation of the results obtained by the seismic profile analysis (Fig. 4), by the sedimentological study of the drilling cores (Fig. 5) and by the C¹⁴ datings allowed us to recognize a transgressive phase, which ended 6000 yrs BP; a period of relative eustatic standing (from 6000 to 5000 yrs BP); a subsequent period of progradation (from 5000 to 1800 yrs BP) and, finally, the period of the interglacial high eustatic stand that continues to the present (Fig. 14). The whole sedimentary marine body reaches a thickness of about 14 meters. The various stages of the eustatic sea level rise were reconstructed along a geologic profile that continues landward. The seismic profile was documented by the alignment of 9 cores; this allowed us to recognize the shorelines dated 8000 BP (-12 m), 7000 BP (-6,5 m), 6000 BP (-3 m), and 5000 BP (-1,5 m) (Fig. 14). On the basis of these data an eustatic curve was obtained (Fig.15) and the large modifications of the landscape caused by the Holocene transgression were recognised. About 9000 yrs BP a large surface with a low inclination spread landward for at least 1 Km; taking into account the improvement of the climate, this plain could be used for agriculture. However, in the space of 3000 years, the plain was flooded by the rising sea level, while the valley floor of the Segno river became inhospitable, because it began to be flooded by continuous inundations. After a period of relative stability, that had lasted since 5000 yrs BP, the continued accumulation of debris along the coast caused the progradation of both the emerged and submerged beaches and the contemporaneous aggradation of the alluvial plain of the Segno river. This drove the ancient inhabitants to live and build mainly on the hillsides, mainly in the terraced surfaces. Starting from 8000 yrs BP till present, the coastline became again relatively stable; in the sea bottom the deposition of the sedimentary sequence relative to the last eustatic interglacial peak began. The alluvial plain of the Segno river became stable again or useful for agriculture, even if not in a permanent way. The reduction of space and the probable increase in the population lead to the use of deforestation; this started with the washing of the hillsides and the erosion of soils, as documented by the thick silty-clayey body that rapidly formed in the marine area.

Parole chiave: trasgressione olocenica, curva eustatica, Neolitico, rilievo sismico, carotaggi, stratigrafia, datazioni C¹⁴, Vado Ligure, Italia

Keywords: Holocene transgression, eustatic curve, Neolithic, seismic survey, drilling cores, stratigraphy, C¹⁴ radiometric datations, Vado Ligure, Italy

PREMESSA

Il rapporto tra la variazione degli ambienti, causata da fattori climatici, e l'uomo che li abita, è un tema di attualità, ma il problema è sempre esistito. Con riferimento all'Olocene, è dimostrabile che determinati cambiamenti siano stati ben più veloci e più importanti di quelli che oggi tanto preoccupano (quali l'effetto serra, la desertificazione, le alluvioni, le attività dell'uomo, ecc.).

Al notevole aumento della temperatura, ad esempio, verificatosi da 11.000 a 8.000 anni fa (vedasi curve isotopiche dell'Ossigeno), è corrisposto un innalzamento del livello marino di circa 35-45 metri; tra 8000 e 5000 anni fa la temperatura è rimasta sostanzialmente uguale (ottimo termico), mentre appare in leggera diminuzione da allora ad oggi. A livello locale (dove l'influenza della tettonica appare trascurabile), il livello marino è risalito, negli ultimi 8000 anni, di circa 12 metri. Contemporaneamente variavano le precipitazioni atmosferiche, le portate dei corsi d'acqua, la copertura vegetale sui versanti, ecc.

Il tentativo di mettere in relazione gli antichi ambienti con le popolazioni umane che, dalla fine del Mesolitico - inizio Neolitico, hanno frequentato la costa ligure, obbliga pertanto a riconoscere gli eventi principali (climatici, eustatici, tettonici) che si sono succeduti nel tempo e gli effetti che essi hanno provocato nel paesaggio fisico.

Il problema è stato affrontato utilizzando svariate metodologie: ci si è avvalsi di carotaggi effettuati nella Rada di Vado Ligure (Savona), dell'analisi di carte topografiche e batimetriche, dell'interpretazione di foto aeree, di analisi granulometriche di laboratorio, di datazioni C^{14} e della distribuzione dei siti archeologici dell'area. Lo studio sedimentologico delle carote ha fornito indispensabili elementi per la comprensione della risalita eustatica olocenica e dei processi erosivi e sedimentari ad essa connessi, sia marini che subaerei. L'interpretazione cronostratigrafica è metodologicamente interessante; essa ha permesso di determinare superfici isocrone e la posizione di quattro antiche linee di riva mediante un originale procedimento grafico.

Gli eventi e i processi evidenziati hanno comportato grandi cambiamenti morfologici del paesaggio, la sedimentazione di decine di metri di sedimenti marini e continentali, lo spostamento della linea di riva di circa 1 km verso terra nel giro di 3000 anni.

Le carote di Vado hanno costituito, pertanto, una fonte di informazioni forse unica, non solo per ciò che è successo a mare, ma anche a terra, nella piana, sui versanti e nel bacino idrografico del T. Segno.

Uno studio ulteriore, rivolto all'analisi palinologica e a quella geochimica, potrà fornire preziosi dati per comprendere anche gli aspetti climatici ai quali è legato lo sviluppo della vegetazione e la formazione dei suoli.

1. CENNI DI GEOLOGIA

Nel bacino idrografico del T. Segno affiorano in gran parte terreni riferibili agli "Scisti di Gorra"; essi appartengono al così detto "Tegumento Permo-Carbonifero" (con metamorfismo solamente alpino) che si interpone tra il Basamento cristallino paleozoico e le

rocce sedimentarie della Copertura mesozoica. Gli Scisti di Gorra comprendono numerosi litotipi, tra i quali prevalgono quarzoscisti, scisti quarzo-sericitici e cloritici e micascisti. Al loro interno sono presenti lenti della Formazione di Eze (metabasiti) e di Porfiroidi del Melogno (metavulcaniti acide). Gli scisti sono compresi stratigraficamente tra la Formazione di Murialdo (a letto) e i Porfiroidi del Melogno (a tetto); lo spessore è di alcune centinaia di metri.

Sul promontorio di Vado Ligure (Capo Vado) e, in parte, sul versante sinistro della valle, affiora la "Formazione di Murialdo", attribuita al Carbonifero superiore-medio. Essa è costituita in prevalenza da Filladi e Micascisti carboniosi scuri; frequenti le lenti di quarzo cristallino.

Sul promontorio di Vado Ligure affiorano anche piccoli lembi di "Graniti del Torrente Letimbro", appartenenti al "Basamento cristallino", molto diffusi più a Nord (Massiccio Cristallino Savonese). I graniti sono biotitico-muscovitici o muscovitico-cloritici, foliati o con tessitura occhiadina, a grana grossolana; la roccia si presenta molto fratturata e milonitizzata.

Sul versante destro del T. Segno affiorano localmente le "Dolomie di S. Pietro dei Monti", visibili anche sul promontorio di Bergeggi. La formazione appartiene alla "Copertura meso-cenozoica"; la sua età è anisicladinica. Le dolomie si presentano spesso stratificate, a volte con livelli o interstrati pelitici, con aspetto scistoso. Il metamorfismo ha dolomitizzato e ricristallizzato l'originario sedimento carbonatico, mentre la tettonica ha prodotto una fitta e intensa fratturazione.

In sinistra idrografica del T. Segno, lungo la fascia costiera tra Vado e Savona, affiora infine il Pliocene inferiore in facies argillosa ("Argille di Ortovero" Auct.); a volte le argille sono sormontate da sabbie e conglomerati (BONI, 1984; FANUCCI *et alii*, 1980).

Le formazioni affioranti nel bacino idrografico del T. Segno, sopra brevemente descritte, comprendono in gran parte litotipi facilmente erodibili: scisti quarzosi e micacei, filladi e argille; nettamente subordinati i graniti e le dolomie. Ciò permette di comprendere che la sedimentazione marina, alimentata dal trasporto solido del T. Segno, è stata (ed è ancora) costituita in prevalenza da particelle siltose e da sabbie fini quarzose.

La sedimentazione continentale, durante le fasi di basso eustatico (periodi glaciali), è stata dominata da clasti spigolosi generati dalla degradazione fisica (favorita dalla scistosità e dalla fitta fratturazione), e dalla abbondante presenza, derivante da prevalenti processi di alterazione pedogenetica, della componente argilloso-siltoso-sabbiosa.

Questa ha favorito il meccanismo del trasporto e della messa in posto del detrito mediante prevalenti colate detritiche.

2. ASPETTI MORFOLOGICI DEL PAESAGGIO

L'interpretazione dei carotaggi effettuati nella rada di Vado non può prescindere né dagli aspetti morfologici dell'area emersa, né da quelli dell'area marina antistante. Ampiezza del bacino del torrente Segno, altitudini, pendenze dei versanti e reticolo idrografico hanno sicuramente condizionato i processi subaerei e, quindi,

l'erosione e la sedimentazione. Analogamente, morfologia dei fondali e batimetria hanno influenzato i processi sia durante le fasi di basso eustatico, sia durante i periodi di trasgressione e di alto stazionamento.

Il *pattern del drenaggio* ha una forma parzialmente condizionata dalla tettonica; in particolare, l'asta principale ha un netto andamento rettilineo in direzione circa ENE-OSO (65°); lo spartiacque settentrionale (crinale Rocca dei Corvi, 793 m – Cima Pian Mora, 383 m) ha identico andamento (Fig. 1B).

La direzione del T. Segno è anomala lungo la riviera di Ponente, dove prevalgono i drenaggi verso SE circa; la direzione di 65° (drenaggio verso ENE) del T. Segno (escludendo il tratto finale relativo alla piana alluvionale) è infatti coincidente con quella del tratto di costa che va da Albissola (Savona) a Voltri (Genova)

(direzione media 60°). Questo importante aspetto morfologico (CAROBENE & FIRPO, 2002) è da riferire ad un sistema di faglie dirette (direz. 60-65°) che caratterizza il margine interno della piattaforma continentale (FANUCCI, 1978; CNR, 1987).

La parte occidentale del bacino idrografico è chiusa da un tratto di spartiacque con andamento rettilineo avente direzione circa NNO – SSE (circa 150°) (crinale Rocca dei Corvi, 793 m – Bric Berba, 560 m) (Fig. 1). Numerose aste fluviali, sia all'interno che all'esterno del bacino del Segno, presentano direzioni simili, e pertanto il loro andamento risulta controllato da un sistema di faglie subverticali a 145-150°.

I due citati sistemi di dislocazioni (60-65° e 145-150°) (ricavati mediante un'analisi morfotettonica che in questa sede non viene presentata), sono da riferire alla

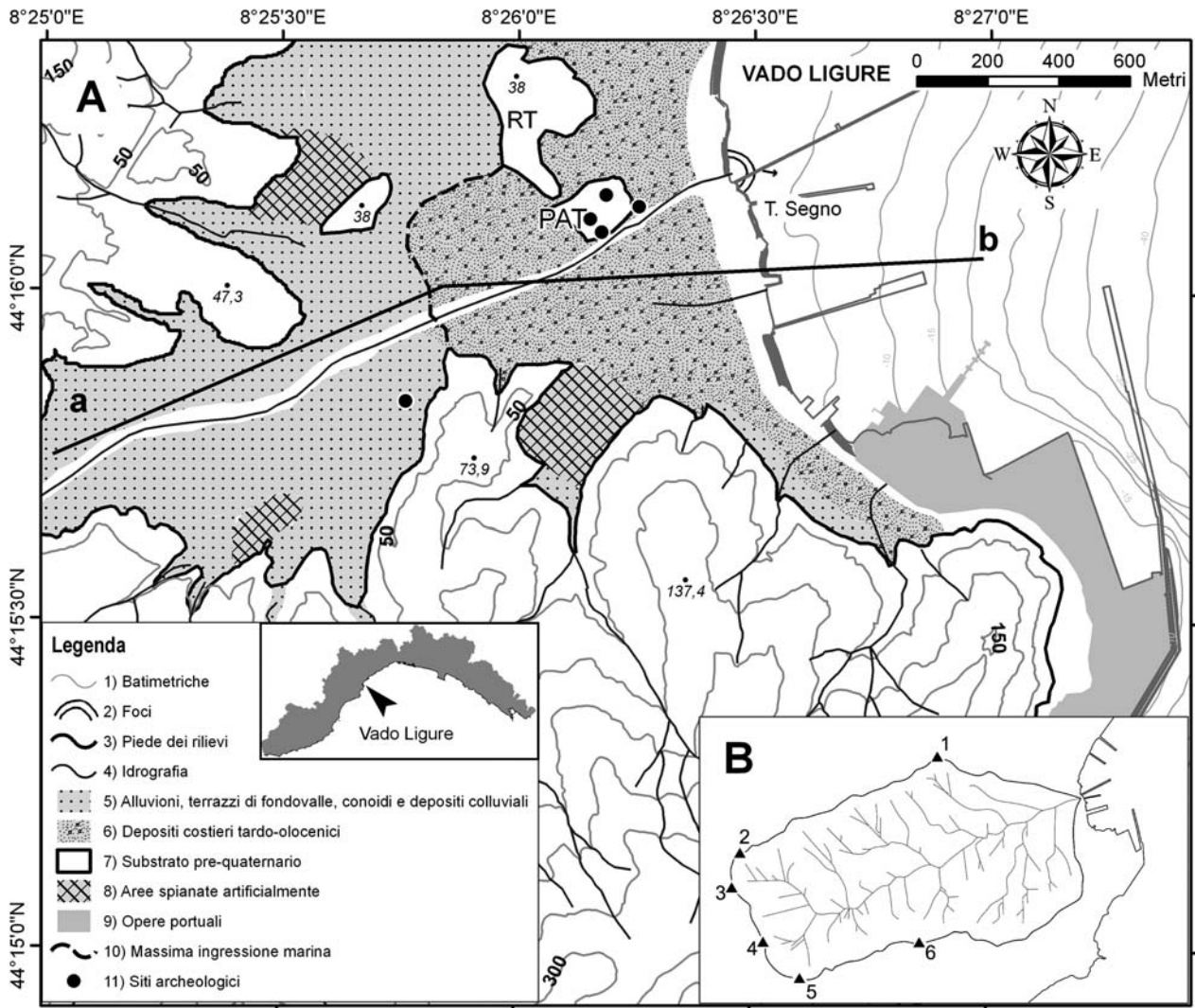


Fig. 1 - A) Schema semplificato della topografia dell'area. Profilo a-b (vedi Fig. 13). PAT= lembo della piana alluvionale riferibile al MIS 5.5 (quota: 9÷10 m); RT=relitto di terrazzo marino antico. B) Bacino idrografico del T. Segno. Principali rilievi lungo il crinale: 1-M. Pian Mora (383 m); 2-Rocca dei Corvi (793 m); 3-Rocca dei Corvi Sud (785 m); 4-Bric del Forno (542 m); 5-Bric Berba (560 m); 6- Bric Colombino (433 m).

A) simplified scheme of the study area topography. Transect a-b (see Fig. 13 for details). PAT=relic of the alluvial plain, which can be attributed to the MIS 5.5 (altitude 9÷10 m); RT= marine terrace relic. Legend: 1) Bathymetry; 2) Delta; 3) Relief base; 4) Hydrography; 5) Alluvium, valley floor terraces, fans and fan deposits; 6) Late holocene shoreline deposits; 7) Pre-quaternary substratum; 8) Artificially levelled areas; 9) Harbour; 10) Maximum holocene marine ingressions 11) Archaeological sites. B) Hydrographic basin of the Segno river. Main relieves along the crest: 1-M. Pian Mora (383 m); 2-Rocca dei Corvi (793 m); 3-Rocca dei Corvi Sud (785 m); 4-Bric del Forno (542 m); 5-Bric Berba (560 m); 6- Bric Colombino (433 m).

tettonica fragile che ha accompagnato il sollevamento dell'area durante il Plio-quadernario.

L'area a mare antistante Vado Ligure presenta una morfologia complessa deducibile dall'analisi delle batimetriche; tre sono gli elementi morfologici principali (Fig. 2): 1) un ampio Canyon, con asse principale disposto a 130° circa, la cui testata diventa visibile a partire dalla profondità di 60-70 metri. La valle si amplia progressivamente verso il basso ed è ancora ben visibile oltre i 900 m di profondità (FANUCCI *et alii*, 1996). 2) Un promontorio sommerso che delimita a SO il canyon; esso si prolunga verso SE, a partire dall'Isola di Bergoggi, con una inclinazione media del fondale (tra 0 e -250 m) di $2,6^\circ$, lungo un asse avente direzione 120° . 3) Un altro promontorio sommerso delimita a NO il canyon, con asse di allungamento disposto a 130° circa; l'inclinazione media del fondale lungo l'asse (tra 0 e -100 m) è di 1° circa.

Il fondale che si estende di fronte alla foce del T. Segno, tra la linea di riva e la batimetrica di -70 m, degrada regolarmente verso Est con una inclinazione di poco inferiore a 2° , per un'ampiezza di circa 2 km. La regolarità della superficie e l'assenza di incisioni vallive in corrispondenza dei torrenti Segno e Quiliano (che sfocia circa 1 km più a Nord), permettono di dedurre che la trasgressione olocenica ha prodotto una copertura sedimentaria capace di livellare ogni asperità, colmando anche le incisioni vallive formatesi durante il basso eustatico würmiano. Verso Savona questa ampia superficie sedimentaria si allarga ulteriormente fino al ciglio della piattaforma.

Da quanto esposto, si ricava che i maggiori aspetti morfologici dell'area sottomarina a Est di Vado risultano condizionati da un sistema di faglie trasversali alla costa disposto ESE - ONO ($120^\circ - 130^\circ$); tale direzione è deducibile anche dall'analisi delle isocrone raffiguranti il basamento acustico pre-pliocenico, che fornisce valori di $125-130^\circ$ per la direzione dell'asse del Canyon sottomarino, oggi sepolto da un considerevole spessore di sedimenti plioquadernari. Ciò permette di concludere che il sistema a $120^\circ - 130^\circ$ corrisponde probabilmente a faglie antiche, preplioceniche; esse sono presenti tuttavia anche nel reticolo idrografico del T. Segno (lungo il prolungamento del promontorio sommerso che parte dall'Isola di Bergoggi).

Il sistema di faglie con direzione prevalente a 65° (circa parallela alla linea di costa), ricavato dall'analisi dell'area emersa, è stato segnalato anche a mare (FANUCCI, 1979), dove origina nella piattaforma una struttura a gradinata verso il largo o strutture tipo Horst e Graben.

I terrazzi fluviali e marini sono un altro aspetto morfologico che caratterizza l'area e che fornisce importanti informazioni sulla sua evoluzione quadernaria. Cinque ordini di superfici terrazzate sono stati riconosciuti lungo il settore costiero Quiliano-Segno, a $165 \div 185$ m, a $130 \div 145$ m, a $115 \div 130$ m, a $55 \div 70$ m e a $35 \div 45$ m s.l.m. (CAROBENE, da dati inediti). I terrazzi sono da ritenersi, per le loro caratteristiche e per la posizione lungo costa, di genesi marina; la loro quota è maggiore a Sud.

Lungo la valle del T. Segno sono state invece riconosciuti 25 relitti di superfici terrazzate fluviali in destra idrografica tra le quote di 395 e 45 m e, in sini-

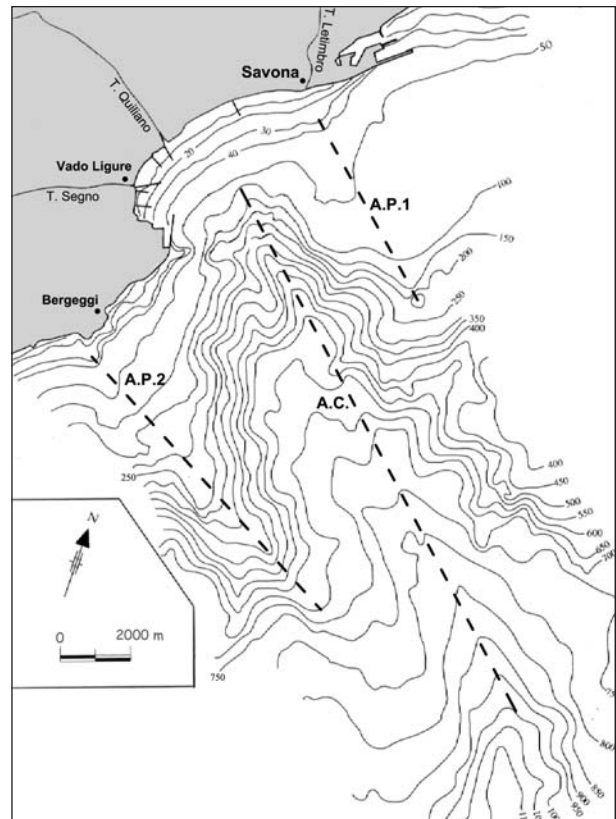


Fig. 2 - La carta batimetrica evidenzia un tratto di piattaforma privo di incisioni fino alla profondità di circa 70 m; un canyon molto evidente con asse (A.C.) disposto a 130° fino alla profondità di 1000 m; 2 promontori a SO e NE con assi di allungamento, rispettivamente, a 120° (A.P.2) e 130° (A.P.1). Le direzioni $120^\circ-130^\circ$ corrispondono ad un sistema di faglie ortogonali alla costa.

The bathymetric map highlights a tract of the platform without incision until 70 m depth; an evident canyon with the axis (A.C.) oriented 130° until 1000 m depth; 2 promontories in the SW and NE part with axes respectively oriented 120° (A.P.2) and 130° (A.P.1). The directions $120^\circ-130^\circ$ correspond to a faults system perpendicular to the coast.

stra idrografica, 20 relitti tra 255 e 75 m s.l.m. Forme terrazzate a quote più basse (sia fluviali che marine) non sono state prese in considerazione, a causa delle incertezze dovute alla loro marcata antropizzazione.

La correlazione dei relitti sopra citati ha permesso di identificare 8 ordini di terrazzi fluviali, di cui 5 ben si correlano con gli ordini di terrazzi marini sopra citati. Detti ordini sono attribuibili al Quaternario; ciò si può dedurre indirettamente dalle velocità di sollevamento che il settore costiero ha subito durante il Plio-quadernario, successivamente alla deposizione delle argille che (v. cap. 1) sono state attribuite al Pliocene inferiore e che oggi affiorano lungo costa fino alla quota massima di 100 m. La metodologia utilizzata per ricavare il tasso di sollevamento è stata esposta in dettaglio in CAROBENE & FIRPO (2002) e in CAROBENE & CEVASCO (2007); in base alla probabile profondità di sedimentazione delle argille, alla loro quota massima attuale di affioramento e alla data presunta di inizio sollevamento, il tasso medio risulterebbe di $0,15$ mm/a. In base a tale valore, un terrazzo marino del Pleistocene inferiore

potrebbe essersi sollevato (nell'arco di 1,8 milioni di anni) di 270 m al massimo; il terrazzo a 180-185 m, in base a tale valore, avrebbe quindi 1,2 milioni di anni. In realtà si ritiene che tale ordine terrazzato sia più antico, in quanto il valore del tasso di sollevamento è sicuramente stato più alto nel Pliocene medio e superiore, mentre è andato via via calando nel Quaternario. Ciò si può dedurre con certezza dalla quota del Tirreniano (MIS 5.5) osservabile nella vicina Grotta di Bergeggi (pochi chilometri a Sud - vedi Fig. 2), pari a 5,20 metri (CAROBENE & FIRPO, ricerca in corso). Ciò documenterebbe un sollevamento tettonico massimo di 0,04 mm/a, ponendo l'originale paleolivello alla stessa quota del livello attuale.

Un relitto del terrazzo a 35÷45 m è considerato il lembo indicato con RT in Fig. 1; esso si presenta rimodellato da eventi successivi, in particolare da livelli di stazionamento marino più bassi. Esso è circondato da aree fortemente antropizzate, che non sono state quindi prese in considerazione.

Il lembo indicato con PAT in Fig. 1 corrisponde, invece, ad un relitto dell'antica piana alluvionale riferibile al periodo dell'alto eustatico tirreniano (MIS 5.5). Al suo interno sono stati ritrovati (BULGARELLI, 2007) resti romani e della tarda età del Ferro (v. Cap. 7). La superficie dell'area PAT presenta quote massime di 9-10 m, e si eleva con evidenza dall'area circostante: a NE le quote variano da 5 m fino alla linea di riva attuale; a SO le quote partono da 7,5 m circa, per salire poi progressivamente verso monte; a SE, oltre il T. Segno, l'area si presenta decisamente depressa, con quote tra 2 e 5 m sul l.m.m.

L'area indicata con PAT testimonia sicuramente un relitto dell'antica piana (o area di retrobarriera) riferibile alla trasgressione tirreniana. Essa è stata poi incisa ed erosa durante il periodo glaciale würmiano e ricoperta da depositi fangoso-detritici provenienti dai versanti.

I dati sopra esposti hanno permesso di ricavare il quadro tettonico e dinamico dell'area nel corso del Plio-quaternario; esso permette di ritenere che, durante l'Olocene, siano stati impercettibili i movimenti verticali di origine tettonica lungo la fascia costiera emersa e sottomarina esaminata. Ciò è deducibile anche dallo studio degli spessori dei sedimenti quaternari, e in particolare olocenici, presenti sulla piattaforma continentale (CORRADI *et alii*, 1984; FANUCCI *et alii*, 1984).

3. PROSPEZIONI SISMICHE E STRATIGRAFIA DEI SONDRAGGI

L'area marina antistante la foce del T. Segno è stata oggetto di rilievi sismici ad alta risoluz-

zione mediante apparecchiatura Boomer; i profili sismici, effettuati sia perpendicolarmente, sia parallelamente alla costa (Fig. 3) hanno fornito indicazioni molto accurate sulle strutture dei sedimenti, consentendo il riconoscimento di 4 corpi sedimentari principali, separati da orizzonti riflettenti molto netti (linee 2-3-4-5 in Fig. 4B). Lo studio sedimentologico dei sondaggi ha permesso la loro attribuzione all'Olocene (v. Cap. 4) e di riconoscere che essi poggiano su un deposito prevalentemente rudittico, attribuito genericamente al Würm; questo a sua volta si sovrappone ad argille siltoso-marnose grigio-azzurre del Pliocene inferiore.

La prospezione sismica, effettuata nel settembre 2003, è stata integrata da 13 sondaggi effettuati in parte nel 2003 (BH1, BH2 e BH3) e in parte nel luglio del 2004 (da SG1 a SG10). Lo studio si è concentrato in particolare sul profilo sismico lungo il quale si trovano allineati 9 carotaggi (Fig. 3), dal BH2 a terra al SG1 a mare; la distanza tra questi è di oltre 600 m. Profili e sondaggi hanno permesso di ricavare conoscenze su un'area significativa e abbastanza vasta, estesa dalla batimetria di circa 20 m fino ad un centinaio di metri a monte dell'attuale linea di riva. Il substrato è stato indagato da una profondità massima di 35 m (sondaggi SG1, SG2 e SG3) ad una minima di 10 m (sondaggio SG6).

Sulle carote prelevate si è proceduto ad una descrizione "continua" dei caratteri macroscopici, al fine di individuare ogni variazione di granulometria, di colore, di contenuto in fossili e parti vegetali. Ciò ha dato la possibilità di ricavare subito i limiti tra corpi

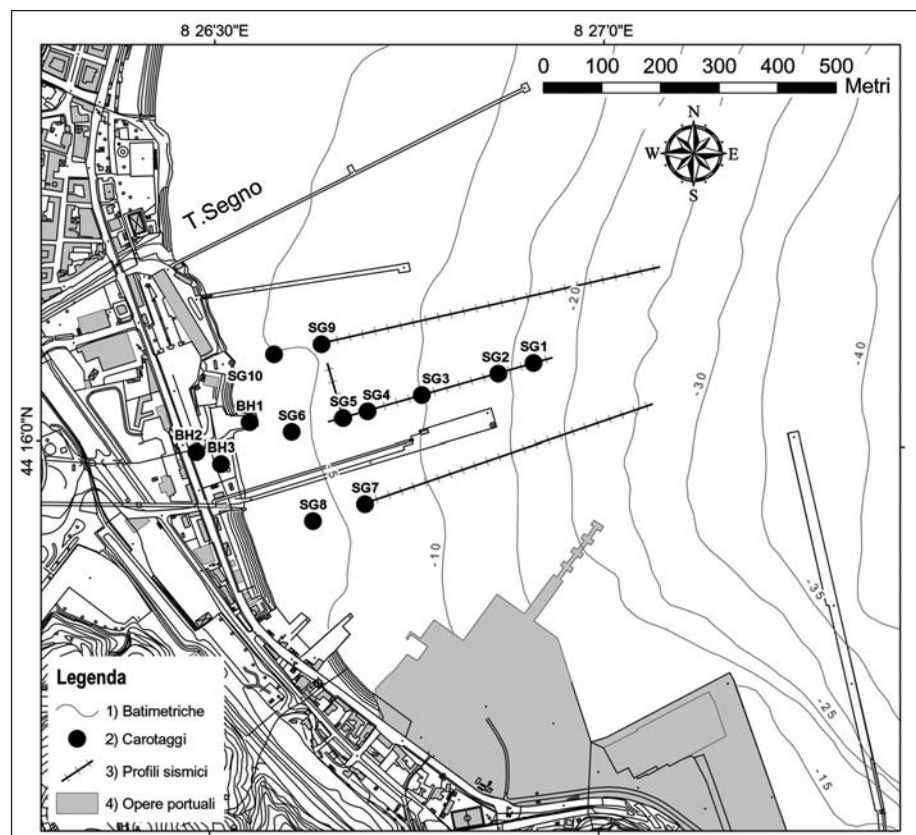


Fig. 3 - Mappa dei profili sismici e dei carotaggi effettuati nell'area di Vado Ligure.

Map of the seismic profiles and core drillings made in the Vado Ligure area. Legend: 1) Bathymetry; 2) Core drillings; 3) Seismic profiles; 4) Harbour infrastructures.

diversi per tessitura, struttura, litologia, alterazione o, in ogni caso, separati da superfici di discontinuità. Sulla base di queste distinzioni è stata effettuata una campionatura mirata, al fine di ricavare, da analisi di laboratorio, ulteriori e più precisi aspetti dei corpi riconosciuti con le osservazioni preliminari.

Di norma sono stati prelevati da 2 a 6 campioni per ogni metro di carotaggio, per un totale di circa 650 campioni. Le successive analisi di laboratorio hanno permesso di confermare o di meglio definire i caratteri tessiturali dei sedimenti e, in particolare, di ottenere la separazione del contenuto in gusci e in materiale organico. Quest'ultimo (resti vegetali di *Posidonia oceanica*) è stato utilizzato per effettuare 25 datazioni C^{14} (vedi Cap. 4).

Le caratteristiche litologiche e sedimentologiche delle carote hanno permesso di definire meglio i singoli corpi sedimentari riconosciuti, che sono risultati differenti per età e per genesi. La descrizione dettagliata degli aspetti granulometrici e delle principali caratteristiche sedimentarie è riportata in Fig. 5 (descrizioni relative alle suddivisioni utilizzate in Tab.1).

3.1. I principali corpi sedimentari riconosciuti

1) Argille marnoso-siltose del Pliocene inferiore.

La base dei sondaggi più esterni (SG1, SG2, SG3) ha evidenziato la presenza di argille marnoso-siltose massicce, compatte, spesso indurite, attribuibili al Pliocene inferiore. Esse non sono state oggetto di studi particolari, in quanto non utili alla comprensione del tema in oggetto.

Le argille marnose plioceniche si presentano più o meno siltose; il colore può essere: grigio, grigio-verdastro, grigio-giallastro, grigio-azzurro e grigio scuro (Fig. 6). Al suo interno è spesso visibile tritume conchigliare in quantità variabile, a volte diffuso, a volte concentrato in livelli decimetrici; presenti anche grosse conchiglie e, nella carota SG3, anche clasti spigolosi sparsi.

Le argille sono normalmente ricche di microfauna che documenta una sedimentazione di mare profondo, di tipo epibatiale, riferibile ad un periodo di alto eustatico relativo. La deposizione nella piattaforma continentale avveniva in un contesto morfologico e strutturale

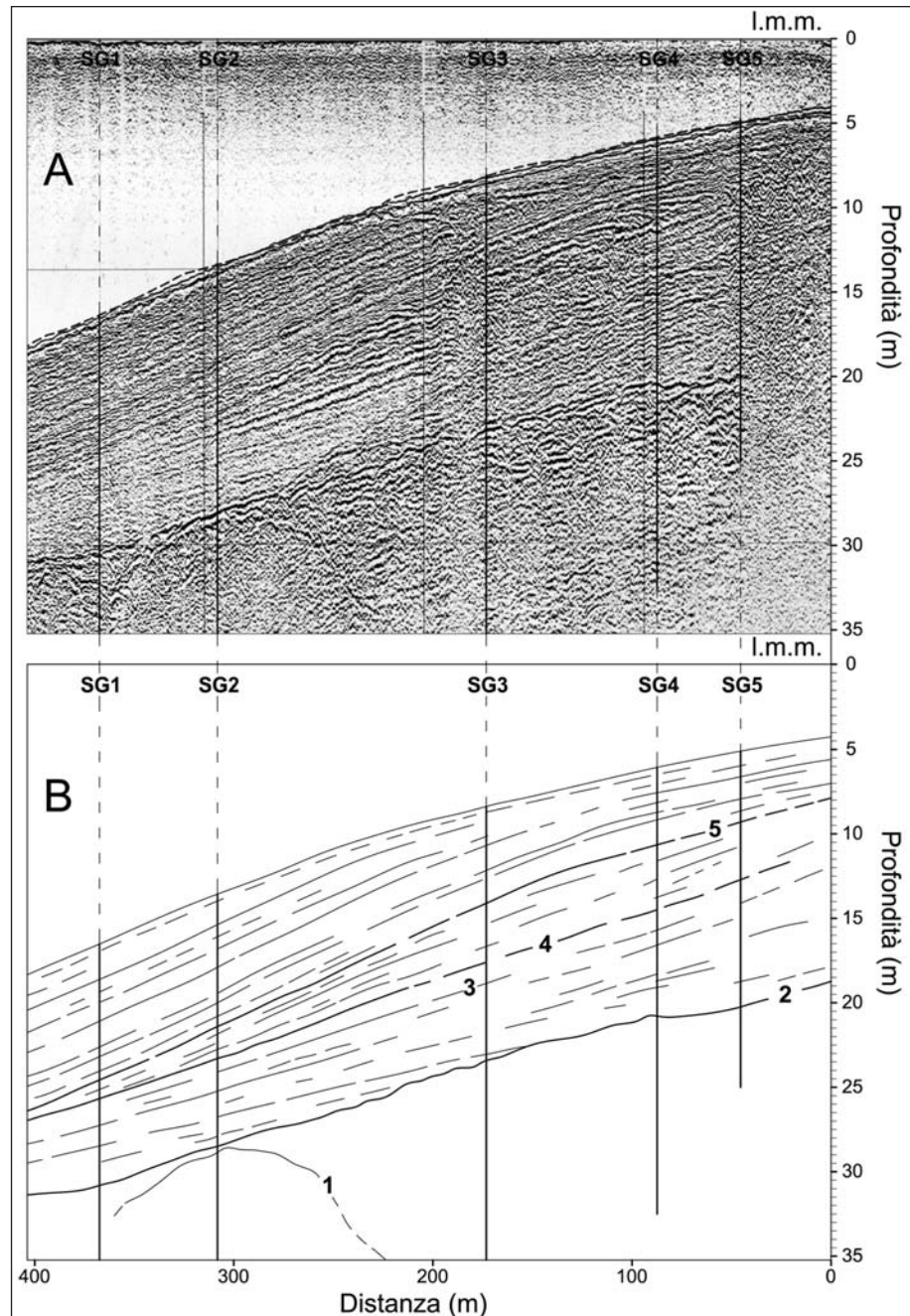


Fig. 4 - A) Profilo sismico lungo l'allineamento SG1-SG6. B) Andamento delle superfici riflettenti. Sono numerate da 1 a 5 le superfici più marcate e più continue.

A) Seismic profile along the alignment SG1-SG6. B) Trend of the reflection surfaces. The more continuous and well-marked surfaces are numbered from 1 to 5.

caratterizzato da Horst e Graben originatisi a seguito della tettonica distensiva che caratterizzò il Mar Ligure al termine del Miocene (CORRADI *et alii*, 1984). I sedimenti, trasportati dai corsi d'acqua, si depositavano in mare lungo valli sommerse, dando origine ad estesi conoidi profondi.

Le argille plioceniche costituiscono il substrato antico che compare (nei sondaggi) tra -15 e -35 m in SG1, tra -16,7 e -35 m in SG2 e tra -31,2 e -35 m in SG3.

L'assetto stratigrafico ha fornito una indicazione indiretta non trascurabile; nel sondaggio SG1, infatti, il

top del Pliocene si trova solamente 1,5 m più basso della base del corpo marino olocenico, separato da ruditi würmiane; nel sondaggio SG2 lo spessore delle ruditi würmiane comprese tra il Pliocene e la base del corpo olocenico è di 2,30 m. Questo debole spessore di deposito continentale permette di dedurre che l'area non ha subito subsidenza apprezzabile.

2) Silt sabbioso-argillosi alterati del Pliocene inferiore.

La litofacies compare tra -18,1 e -15 m nel sondaggio GS1, tra -20 e -16,7 m in GS2 e tra -33 e -31,2 m in GS3. Il sedimento è poco indurito, a volte plastico, ed è costituito generalmente da silt sabbioso, silt sabbioso-argilloso e silt argilloso. Sono presenti localmente fossili marini. Il colore da grigio diventa giallastro o color ocra-bruno (5Y - 4/2) al passaggio con la litofacies superiore, probabilmente per l'alterazione causata dall'esposizione agli agenti esogeni. In GS1 i colori variano da 5Y - 4/1 a 5YR - 5/8 e 4/6.

Quanto descritto, pertanto, rappresenta la coltre d'alterazione del substrato pliocenico, rimasto esposto alla degradazione meteorica dopo i violenti processi erosivi che portarono alla completa asportazione della copertura marina tirreniana sicuramente esistente.

3) Ruditi würmiane.

Nei sondaggi SG1, SG2, SG3 è visibile un brusco cambio litologico testimoniato dal passaggio dalla sedimentazione pelitica marina pliocenica ad una ruditica (conglomerati o brecce) continentale (Fig. 7). Tali apporti detritici, riscontrati in 5 dei carotaggi a mare ed in BH3, si sono depositi in gran parte durante il periodo würmiano, in ambiente continentale.

Il deposito continentale würmiano è costituito da clasti spigolosi e arrotondati in percentuali variabili; il diametro dei clasti varia da meno di 1 cm a più di 10 cm; la matrice è più o meno abbondante, da limosa a sabbiosa. Questi caratteri conferiscono notevole diversità d'aspetto non solo tra un sondaggio e l'altro, ma anche nell'ambito di uno stesso sondaggio. I vari aspetti riscontrati sono i seguenti:

a) ciottoli quarzosi e metamorfici, in prevalenza arrotondati, di diametro inferiore a 3 cm, in matrice sabbioso-siltosa;

Tab. 1 - Sigle utilizzate per la descrizione sedimentologica delle singole suddivisioni riportate in Fig. 5. Nella descrizione della Litologia, due o più sigle non sono separate da trattino; la seconda o la terza sigla sono in questo caso aggettivi. Nel caso di più livelli o lamine, il simbolo "li" o "la" viene preceduto dal numero.

Labels used in the sedimentological description of the single subdivisions reported in Fig.5. In the description of the lithology, two or more labels are not separated by an hyphen; the second or third labels are in this case adjectives. In case of more lamins or levels, the symbols "Li" or "La" is preceded by their number.

Litologia della formazione olocenica / Lithology of the Holocenic formation		Sigla / Label
Ghiaia	Gravel	Gh
Sabbia	Sand	S
Silt	Silt	Si
Argilla	Clay	A
Formazioni pre-oloceniche / Pre-Holocenic formations		Sigla / Label
Rudite Würmiana	Würmian rudite	RW
Argille plioceniche	Pliocenic clays	AP
Colore / Color		Sigla / Label
nero	black	-ne
grigio	gray	-gr
marrone	brown	-ma
giallastro	yellow	-gi
chiaro	bright	.chi
scuro	dark	.scu
Strutture / Structures		Sigla / Label
Livello(i)	Level(s)	-Li
Lamina(e) isolata(e)	Thin bed (s)	-La
sedimento gradato	graded sediment	-g
sedimento laminato	laminated sediment	-l
Fossili / Fossils		Sigla / Label
fossili	fossils	-f
piccoli gusci	little shells	-pg
tritume organogeno	organic crumbs	-to
Inclusi organici / Organic matter		Sigla / Label
matte morta di <i>Posidonia oceanica</i>	<i>Posidonia oceanica</i> dead matte	-p
sostanza organica	organic matter	-so
carboni	coal	-ca
Percentuale / Percentage		Sigla / Label
scarso	scarce	.sc
abbondante	abundant	.ab
Ordine / Sequence		
Litologia della formazione Olocenica / colore / strutture / fossili / sostanza organica / percentuale		
<i>Lithology of the Holocenic formation / color / structures / fossils / organic matter / percentage</i>		

- b) clasti da spigolosi ad arrotondati, eterometrici, con diametri fino a 12 cm, in prevalenza metamorfici, con matrice limosa abbondante;
- c) clasti eterometrici, da pochi millimetri a 6 cm, in prevalenza arrotondati, in matrice limosa scarsa;
- d) clasti spigolosi, con diametri fino a 2-3 cm, sparsi in matrice limoso-argillosa predominante;
- e) clasti con discreto arrotondamento, con prevalenza di diametri di 1-2 cm, in matrice sabbiosa abbondante;
- f) depositi ruditici più o meno gradati, in matrice di sabbia siltosa, prevalente in alto. Diametri alla base di 2-4 cm;
- g) deposito prevalentemente composto da sabbia da

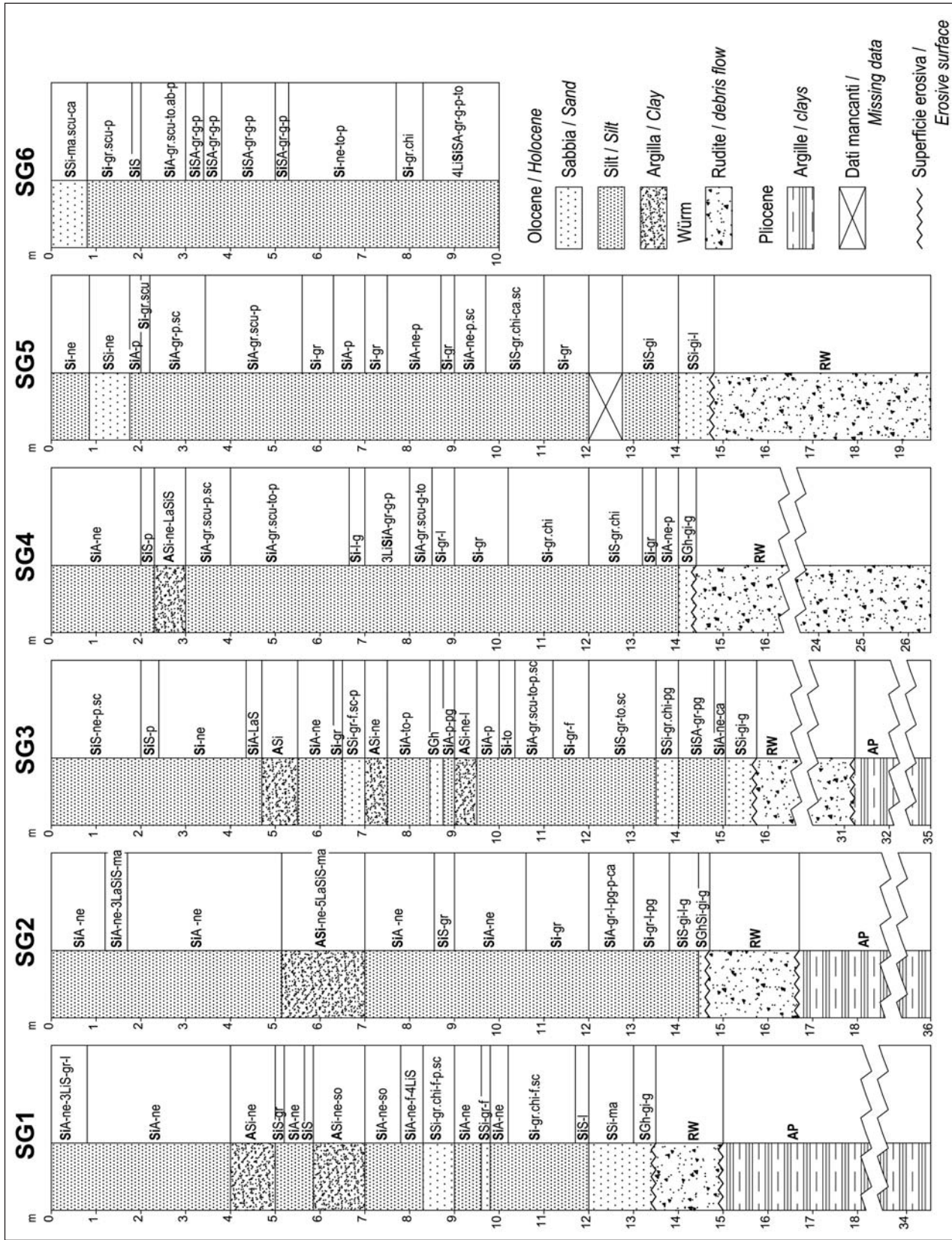


Fig. 5 - Stratigrafia dei sondaggi da SG1 a SG6. Per ogni sondaggio è indicata la litologia predominante; nella colonna di destra sono invece indicate le suddivisioni effettuate. Il significato delle core drillings from SG1 to SG6. For each core the dominant lithology is indicated; in the right column are reported the adopted subdivisions. The significance of the labels is reported in Tab. 1



Fig. 6 - Aspetto delle argille marnose attribuite al Pliocene inferiore. Il cartello indica il sondaggio e la profondità.

Aspect of the marly clays attributed to Lower Pliocene. The tablet shows core number and depth.

medio fine a fine, siltosa, ricca di clasti millimetrici, a volte gradato;

- h) deposito prevalentemente composto da sabbia grossolana, mal classata, con clasti sparsi aventi diametro massimo di 1 cm.

L'abbondanza delle facies è indicativa della varietà dei processi subaerei che hanno contribuito alla deposizione di questo corpo sedimentario, la cui origine è sicuramente continentale. Da sottolineare i continui passaggi tra orizzonti ricchi di clasti spigolosi, oppure spigolosi e arrotondati, fino a passare ad orizzonti con clasti prevalentemente arrotondati. Interessante anche la mescolanza oppure la separazione tra clasti metamorfici e clasti quarzosi bianchi; infine le variazioni granulometriche della matrice, da siltoso-argilloso a sabbioso.

Il colori Munsell misurati variano da 2,5 Y (3/6, 5/2, 5/4, 5/6) a 7YR (4/4, 5/6) fino a 10YR (4/4, 4/6, 5/6, 5/8, 6/6, 6/8); essi sono indicativi dell'alterazione subita dal deposito durante il prolungato periodo di esposizione agli agenti atmosferici che ha preceduto la trasgressione olocenica.

In conclusione, il deposito descritto è il risultato di prevalenti episodi di trasporto in massa, con colate ora prevalentemente fangose, ora prevalentemente detritiche; non mancano episodi dove è riconoscibile un trasporto trattivo da corrente ad alta concentrazione. La pendenza delle superfici di deposizione non superava i 2°.

4) Depositi marini olocenici.

Sono caratterizzati da granulometrie variabili dalle sabbie con ghiaietto alle argille; dalla presenza discon-

tinua di tritume conchigliare o di gusci interi; dalla comparsa in determinati livelli di resti di Posidonia; dalla laminazione che può essere presente o meno e, infine, dal colore variabile dal grigio chiaro al nero.

La combinazione di questi caratteri definisce corpi aventi un ben preciso significato, legato essenzialmente al processo trasgressivo e al raggiungimento delle condizioni finali di alto eustatico.

Vengono di seguito descritti sinteticamente gruppi di litofacies, sulla base di alcune caratteristiche predominanti. Le singole facies, definite su base prevalentemente granulometrica, sono riportate in Fig. 5.

Facies del corpo trasgressivo comprese tra gli orizzonti 2 e 3: (Fig. 8)

a-Facies a sabbia gradata con ciottolotti

Compare al top della litofacies continentale attribuita al würmiano. In SG1, tra 13,45 e 12,05 m, inizia con ciottolotti arrotondati, il cui diametro può arrivare a 5 cm, immersi in abbondante sabbia da media a fine. Verso l'alto la granulometria diminuisce progressivamente, fino a sabbie finissime siltose. Il colore è bruno-giallastro (10YR-5/4), probabilmente causato dall'erosione del substrato würmiano pedogenizzato. In SG4, tra 14,40 e 13,90, si ripete la stessa situazione, con diametro dei ciottoli alla base fino a 7 cm; il colore è 7.5YR-5/4 (Fig. 9). Questa facies è indicativa di una



Fig. 7 - Deposito attribuito al periodo würmiano (ultimo glaciale). È possibile osservare la facies (c) con clasti abbondanti; la facies (b) prevalentemente sabbiosa e la facies (g) composta da sabbie fini (al centro) (vedi testo).

Deposit attributed to würmian (last glacial). Facies (c) with an abundant amount of pebbles; facies (b), mainly sandy and facies (g), composed by fine sands (in the center) are recognizable (see text for details).

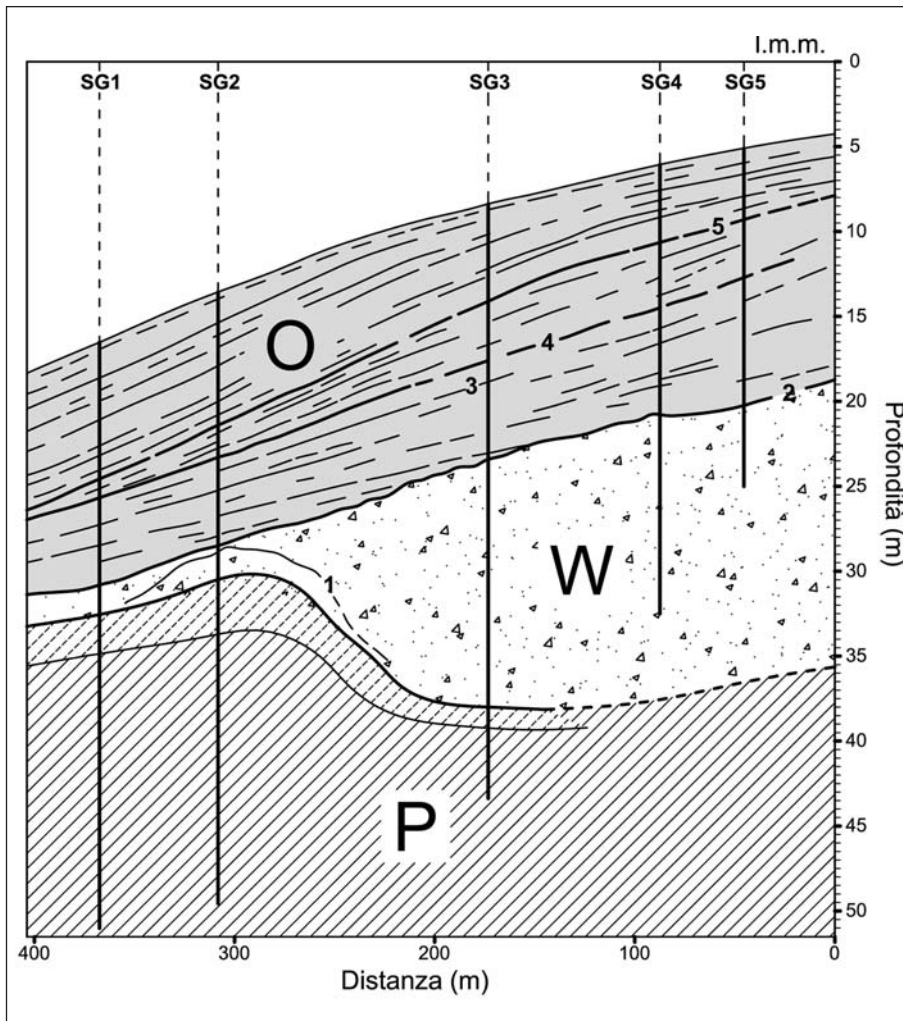


Fig. 8 - L'analisi sedimentologica dei sondaggi ha portato al riconoscimento del substrato pliocenico (P), che si presenta alterato per alcuni metri nella sua parte superiore; dei depositi ruditici Würmiani (ultimo glaciale) (W); del deposito marino olocenico (O).

The sedimentological analysis of the core drillings led to the recognition of the Pliocene substratum (P), that was found to be altered for some meters in its lower part; of the Würmian rudite (last glacial) (W); of the Holocene marine deposit (O).



Fig. 9 - Sabbie siltose laminate nel sondaggio SG3 (tra 15,40 e 15,50 m circa - Vedi Fig.5). Il colore è 10 YR - 5/4.

Laminated silty sands in the SG3 core (between nearly 15,40 and 15,50 m - See Fig.5). The Munsell colour is 10 YR - 5/4.

linea di riva (battigia) che si spostava velocemente verso terra, a causa del rapido innalzamento eustatico (circa 10 mm/a in questo tratto). Nel suo spostamento essa andava a ricoprire o a distruggere la facies descritta successivamente.

b-Facies a silt laminati e argillosi con sostanza organica

Compare direttamente sopra alla superficie trasgressiva in 3 sondaggi. In SG2, tra 14,45 e 13,80 m, compaiono silt laminati grigio-giallastri a volte leggermente gradati. Sono sovrapposti a 20 cm di clasti in prevalenza arrotondati, con diametri compresi tra 2 e 4 cm, immersi in matrice sabbioso-limosa. I silt laminati sono ricoperti in alto, tramite una superficie erosiva, dalle "sabbie e silt sabbiosi di color grigio" del corpo trasgressivo di spiaggia (Fig. 10).

In SG3, tra 15,75 e 14,90 m, si riconoscono sabbie fini siltose bruno-grigiastre (2.5Y-5/4 e 5/2), alterate nella parte alta (10 YR-4/6 e 4/4), ricoperte da argille siltose scure, ricche di resti carboniosi. Infine, in SG5, tra 14,80 e 10 m, compaiono sabbie fini siltose, nettamente laminate (lamine siltoso-argillose e lamine siltoso-sabbiose) di colore bruno-giallastro (2.5Y-6/4). Il colore, anche in questo caso, dovrebbe derivare dal rimaneggiamento dei sottostanti depositi würmiani pedogenizzati.

La facies indica decantazione lenta di peliti in ambiente di retrospiaggia.

c-Facies a silt nerastro con contenuto organico

Compare con spessore massimo di 40 cm, tra SG1 e SG4. Si presenta come un silt più o meno argilloso, di colore grigio-scuro nerastro, ricchissimo di sostanza organica, di resti vegetali ed anche (in SG3) di tritume conchigliare. La mancanza di dati specifici su questi resti permette due interpretazioni: il deposito potrebbe indicare gli effetti dello spostamento della linea di riva all'interno della piana del T. Segno, causata dall'innalzamento del livello marino. L'aumento della batrimetria avrebbe diminuito drasticamente l'energia sul fondo e così pure il tasso di sedimentazione. Come seconda ipotesi, il silt argilloso nerastro potrebbe essere la testimonianza di un ambiente lagunare (o di retrobarriera) ricoperto dalle sabbie trasgressive sovrastanti.

d-Facies a sabbie e silt sabbiosi di color grigio

Questa litofacies e quella maggiormente rappresentata tra gli orizzonti 2 e 3; il suo spessore raggiunge un massimo di 5 metri in corrispondenza dei carotaggi SG6, BH1 e BH3 (Fig. 10).

Il deposito è a volte ricco di tritume organogeno o



Fig. 10 - In alto è visibile la sedimentazione di retrobarriera, costituita da silt argilloso nerastro, con resti vegetali carboniosi e tritume di conchiglie. Nella parte bassa della foto compaiono silt grigi del sedimento trasgressivo. Nota: la polarità nella colonna stratigrafica è rivolta verso il basso. (Sondaggio SG3 da 15 a 14,75 m circa).

On the top the retrobarrier sedimentation, constituted by black clayey silt, which becomes rich of carbonic plant remains and crumbs of shells, is visible. In the lower part of the photo gray silts assigned to the transgressive sediment are visible. Note that the stratigraphic column is reversed (Core SG3, from about 15 to 14,75 m).

presenta livelletti a piccoli lamellibranchi. La granulometria tende a diventare più fine verso l'alto. Il colore grigio, spesso chiaro, indica buona ossigenazione e carenza di sostanza organica.

Litofacies compresa tra gli orizzonti 3 e 4: (Fig. 8)

Facies a silt argilloso nero con tritume organogeno

È ben riconoscibile in SG1 tra 10,20 e 9 m; in SG2 tra 10,60 e 9 m; in SG3 tra 11,20 e 8,75 m; in SG4 tra 10,20 e 8 m; in SG5 tra 9,70 e 7,50 m; in SG6 tra 7,70 e 5,30 m. Rari i livelletti di silt con fossili o tritume organogeno. A volte è presente la Posidonia. Il corpo argilloso rappresentato da queste facies corrisponde ad una deposizione pelitica distale, quando la linea di riva stazionava all'interno dell'attuale piana del T. Segno, dopo aver raggiunto il punto di massima ingressione. Si può immaginare che, in questa situazione paleogeografica, il materiale più grossolano si depositasse in gran parte nell'area di retrospiaggia.

Litofacies compresa tra gli orizzonti 4 e 5: (Fig. 8)

Facies a sabbie e silt di color grigio con Posidonia oceanica

Si differenzia nettamente dalla sottostante per la presenza di sabbia e per il colore prevalentemente più chiaro, mentre il passaggio con la sovrastante è sfumato.

Si riconoscono diversi aspetti: in SG3 alla base compare un livello gradato a ghiaietto e sabbie; in altri casi la facies inizia con sabbie siltose o silt sabbioso con o senza fossili. Caratteristica è la presenza di più cicli gradati consecutivi con sabbia fine o silt sabbioso in basso, di colore grigio chiaro, passante a silt grigio scuro in alto, a volte argilloso, con Posidonia e resti organogeni. La facies termina in prevalenza con silt o silt argilloso scuro con Posidonia.

La litofacies è la conseguenza della prima fase di alto stazionamento eustatico, tra 5000 e 1800 anni fa, caratterizzata dal riempimento progressivo della piana attuale del T. Segno e dalla conseguente progradazione della linea di riva verso la sua attuale posizione; posizione che probabilmente era già delineata da barre o da frecce litorali. All'esterno di queste, la sedimentazione riprende dopo la stasi della fase precedente; il fondale si rinnova continuamente con nuovi apporti terrigeni e prosperano organismi sul fondo e le praterie di Posidonia.

Gli orizzonti riflettenti (Fig. 8) sono chiaramente in *downlap* sulla sottostante litofacies.

Litofacies compresa tra la superficie 5 e l'attuale fondale:

Facies a silt argillosi nerastri

Prevalgono silt argillosi neri e argille siltose nere, oltre a silt argillosi con Posidonia. La litofacies comprende anche livelli sottili di silt e silt sabbiosi con o senza Posidonia. Lo spessore è minimo verso riva, mentre aumenta verso il largo, raggiungendo i 7 metri di spessore nel sondaggio più esterno. Il corpo sedimentario si è depositato negli ultimi 1800 anni, come risposta all'alto stazionamento eustatico e alla stabilizzazione della linea di riva su una posizione simile all'attuale (Cap. 4).

3.2. Considerazioni stratigrafiche

L'analisi degli orizzonti visibili nel profilo sismico, integrata dal riconoscimento delle litofacies sopra

descritte, ha permesso una ricostruzione dell'andamento del substrato pre-olocenico e del corpo olocenico (Fig. 8). La geometria del top del Pliocene (osservabile lungo questo profilo sismico) è interpretabile come una sezione del paleoalveo del T. Segno che, durante l'abbassamento eustatico würmiano, ha eroso tutti i sedimenti tirreniani preesistenti, fino ad incidere direttamente il substrato pliocenico. L'alveo aveva in questo punto (tra SG3 e SG4) una profondità di circa 15 m ed una larghezza reale di 100-150 metri. In figura la larghezza è "apparente", in quanto la direzione del paleoalveo non è perpendicolare alla direzione del profilo sismico, ma la interseca con un angolo di 10-20°; l'alveo aveva una probabile direzione verso ESE.

L'andamento del top del Pliocene è stato controllato nel carotaggio BH3; inoltre, come esposto nel Cap. 1, il Pliocene affiorante nell'entroterra fino ad una quota massima di 100 m ha fornito un altro punto di verifica.

Alla fase prettamente erosiva del Segno è poi seguita la fase o, meglio, le fasi deposizionali che hanno originato il corpo ruditico, continentale, attribuito al Würm. La risalita olocenica del mare ha tagliato, in maniera non quantificabile, i depositi würmiani (orizzonte 2), depositandovi sopra uno spessore di circa 14 m di sedimenti marini.

La Fig. 8 dà quindi un'idea concreta, anche se limitata nello spazio, dei processi e dei cambiamenti avvenuti nell'area. Nei capitoli successivi verrà meglio definito il corpo olocenico.

4. LE DATAZIONI C¹⁴

Il rilievo sismico (Fig. 4) ha permesso di riconoscere (Cap. 3) numerose superfici di riflessione (riflettori sismici) più o meno marcate e continue. Le superfici più significative, indicate con 2, 3, 4 e 5, sono state riportate con semplici proporzioni sulle carote SG1 - SG6 (Fig. 5); esse coincidono con superfici di passaggio (limiti) tra sedimenti diversi per una o più

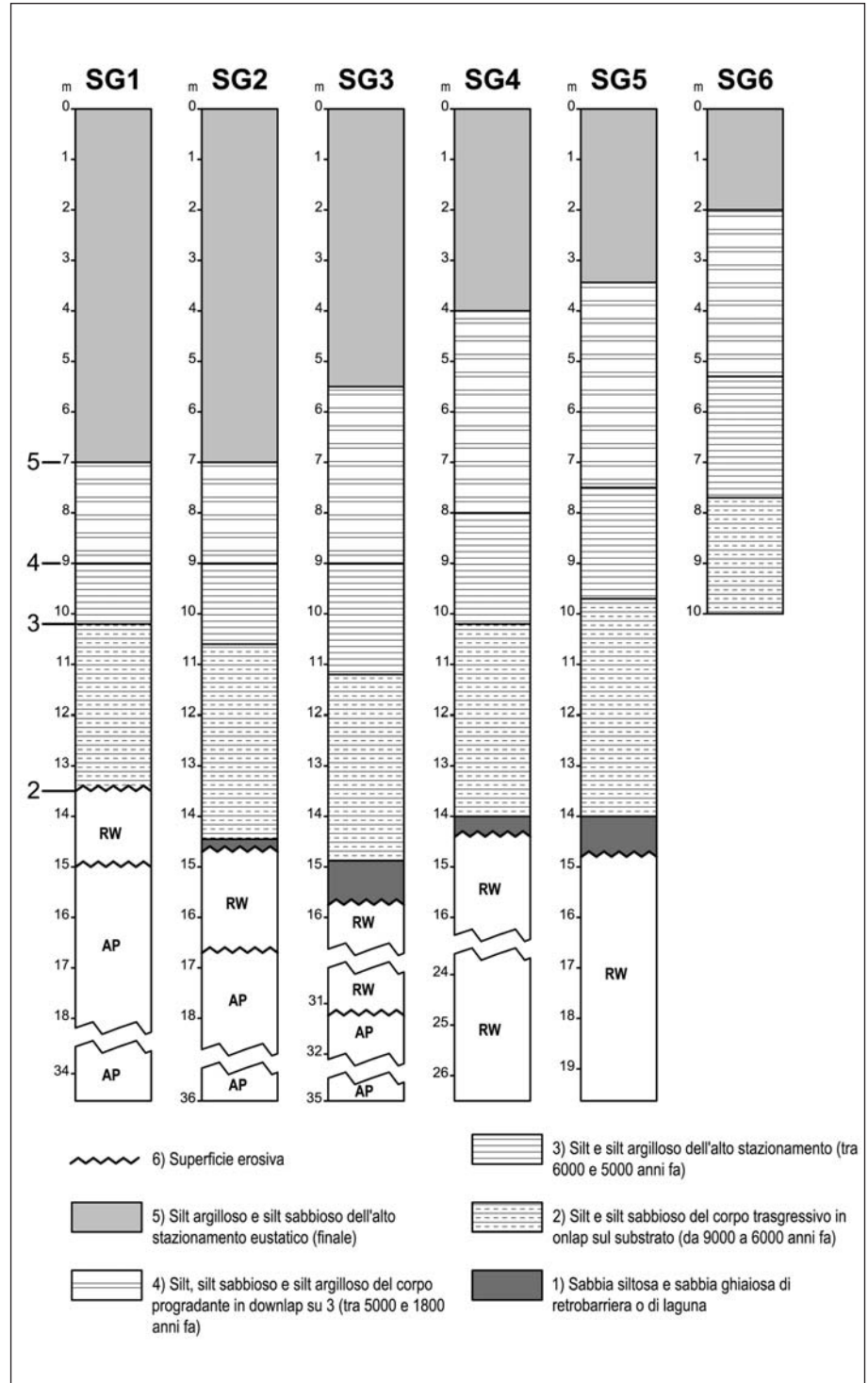


Fig. 11 - La stratigrafia riportata in Fig. 5 e l'interpretazione del profilo sismico hanno permesso di riconoscere, all'interno del deposito olocenico, i 5 corpi principali riportati in figura. AP: Argille plioceniche; RW: Rudite Würmiana. 2, 3, 4 e 5: superfici riflettenti principali riconosciute in Fig. 8.

The stratigraphy reported in Fig. 5 and the interpretation of the seismic profile allowed to recognize, inside the holocene deposit, the 5 bodies reported in the figure. AP: Pliocene clays; R: Würmian rudite.

2, 3, 4 and 5: reflecting surfaces recognised in the Fig. 8.

1) Lagoon or retrobarrier silty sand and pebbly sand. 2) Silt and sandy silt of the transgressive body in onlap on the substrate (between 9000 and 6000 yrs BP). 3) Silt and clayey silt of the high stand (between 6000 and 5000 yrs BP). 4) Silt, sandy silt and clayey silt of the progradational body in downlap on 3 (between 5000 and 1800 yrs BP). 5) Clayey silt and sandy silt of the high eustatic stand (final). 6) Erosive surface.

Tab. 2 - È riportato l'elenco dei campioni prelevati (col. 2) nei vari sondaggi (col. 1), il materiale utilizzato per la datazione (col. 3), la tecnica utilizzata (col. 4), l'intervallo di età (2-sigma calibrato) (col. 5) e un valore medio calcolato, utilizzato nelle figure (col. 6). Con l'asterisco le età risultate non congruenti.

The table reports the listing of the samples (col. 2) took from the core drillings (col.1), the material used for dating (col. 3), the technique used (col. 4), the age interval (2-sigma calibrated) (col. 5) and a mean value calculated, used in the figures (col. 6). The asterisk indicates the inconsistent data.

Sondaggio	Campione	Materiale	Tecnica	Età calibrate BP	Valore medio
BH3	21.70	Mat. carbonioso	AMS	8370-8180 BP	8225
BH3	15.45	Posidonia	Standard	6270-5920 BP	6095
M1	US0	Posidonia	AMS	2350-2160 BP	2265
M1	US9	Posidonia	AMS	2360-2180 BP	2270
M1	US10	Posidonia	AMS	2350-2160 BP	2205
Sg1	187	Conchiglie	AMS	*920-750 BP	-
Sg1	193	Legno	AMS	*490-290 BP	-
Sg2	241	Posidonia	AMS	*2790-2730 BP	-
Sg2	247	Posidonia	AMS	1410-1300 BP	1355
Sg3	97	Conchiglie	Standard	*6745±50 (convenz.)	-
Sg3	107	Posidonia	Standard	*1569±50 (convenz.)	-
Sg3	96	Posidonia	Standard	8280-7960 BP	8120
Sg3	104	Posidonia	AMS	*4080-3840 BP	-
Sg3	117	Posidonia	Standard	2100-1860 BP	1980
Sg3	128	Posidonia	AMS	540-480 BP	510
Sg4	277	Posidonia	Standard	8000-7710 BP	7855
Sg4	291	Posidonia	Standard	5450-4970 BP	5210
Sg4	305	Posidonia	Standard	2150-1880 BP	2015
Sg5	331	Mat. carbonioso	AMS	7420-7260 BP	7340
Sg5	339	Posidonia	AMS	4820-4450 BP	4635
Sg5	349	Posidonia	Standard	2130-1880 BP	2005
Sg5	351	Posidonia	Standard	1290-1160 BP	1225
Sg6	428	Posidonia	Standard	6980-6660 BP	6820
Sg6	440	Posidonia	Standard	3900-3560 BP	3730
Sg6	449	Posidonia	Standard	1710-1520 BP	1615

caratteristiche, quali granulometria, colore, contenuto in sostanza organica (*Posidonia oceanica*) e tritume organogeno. La correlazione tra detti limiti ha portato al riconoscimento di 4 corpi sedimentari marini principali (Fig. 11), all'interno dei quali le "linee" che appaiono sul profilo sismico (Fig. 8) possono essere considerate "superfici isocrone", riconducibili quindi a "superfici di strato".

Per definire la cronostratigrafia sono state effettuate datazioni C^{14} , in gran parte su resti di Posidonia; il materiale organico è stato estratto dal sedimento mediante lavaggio e asciugato in forno. L'abbondanza di resti di Posidonia ha permesso 13 datazioni radiometriche standard, mentre in altri 12 casi (con piccole quantità di Posidonia) la datazione è stata del tipo AMS.

La Tab. 2 riporta l'elenco complessivo di tutte le datazioni effettuate, con indicazione dell'intervallo calibrato 2 sigma *Before Present*.

Due datazioni sono state effettuate su campioni di conchiglie (SG3-97 e SG1-187); quest'ultimo campione non ha fornito una data congruente con la sua posizione stratigrafica. L'altra datazione è stata effettuata su legno ma, anche in questo caso, è risultata inattendibile.

Due datazioni AMS, inoltre, riguardano materiale carbonioso contenuto nell'argilla.

Le date desunte dai campioni SG3-97 e SG3-107 non sono state utilizzate in quanto è nota solamente l'età convenzionale.

Le datazioni C^{14} , i dati lito-stratigrafici ricavati dallo studio di tutte le carote (Fig. 5), le suddivisioni scaturite dalla interpretazione del profilo sismico (Fig. 8), sono state utilizzate per definire la cronostratigrafia del deposito olocenico.

Sul profilo sismico interpretato (Fig. 4B) sono state ubicate tutte le date calibrate attendibili e congruenti, tenendo conto anche del sondaggio SG6. I valori di età sono stati correlati tra loro *parallelamente* alle superfici riflettenti; le incongruenze di età sono risultate inferiori al 5-10% ed hanno permesso di ricavare le superfici isocrone a 8000, 7000, 6000, 5000 e 1800 anni B.P. (Fig. 12). La superficie a 6000 anni coincide con la superficie 3 individuata in Fig. 4B; le superfici a 5000 e 1800 anni coincidono con le superfici sismiche 4 e 5 che racchiudono il corpo progradante già descritto al paragr. 3.1.

Tra la superficie basale 2 e la superficie 3 si sviluppa il corpo trasgressivo.

Nel dettaglio, le considerazioni cronologiche effettuate sulla Fig. 12 sono di seguito riportate.

Il corpo trasgressivo, caratterizzato da "linee isocrone" in *onlap* sulla superficie basale erosiva (linea 2), risulta cronologicamente definito da 2 date massime: 8275 ± 95 anni (in BH3-21.70) e 8120 ± 160 anni (in SG3-96) e da 2 minime: 7340 ± 80 anni (in SG5-331) e 6820 ± 160 anni (in SG6-428). La superficie 3 chiude in alto la sequenza trasgressiva; detta superficie costituisce la base del corpo che termina, con la superficie 4, a 5000 anni (vedi avanti). La posizione e la datazione della superficie 3 risulta coerente con la diminuzione del tasso di sedimentazione che si verifica a mare a partire da 7000 anni B.P.

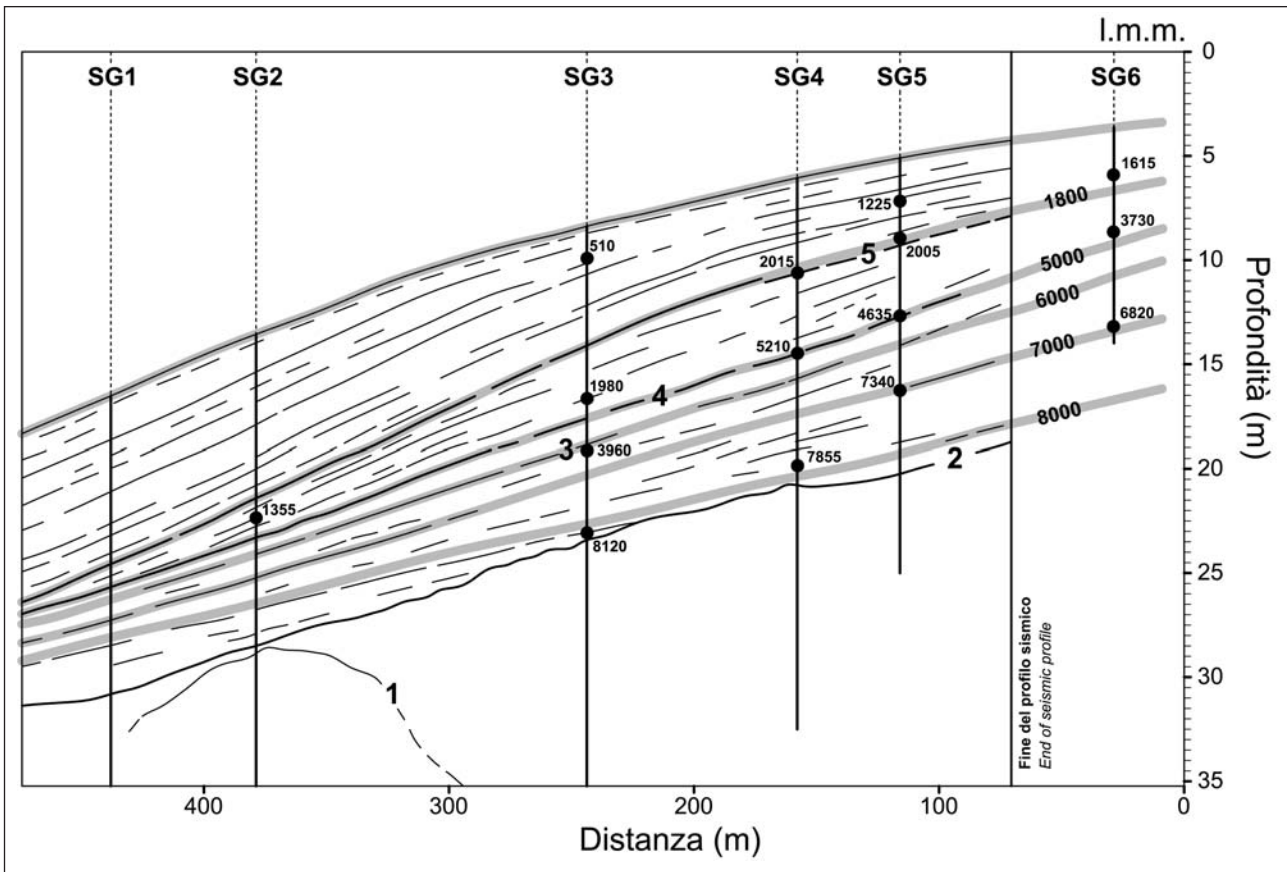


Fig. 12 - Interpretazione cronostratigrafica del profilo sismico basata sulle età calibrate C14. Sono state tracciate 5 "superfici isocrone" parallele alle "superfici riflettenti" del profilo. Esse corrispondono a superfici di deposizione che documentano le tappe della crescita del corpo sedimentario in seguito alla risalita eustatica olocenica. Le superfici 2, 3, 4, 5 sono le stesse di Fig. 8.

Chronostratigraphic interpretation of the seismic profile, based on the C14 calibrated data. Were obtained 5 "isochronal surfaces" parallel to the "reflecting surfaces" of the seismic profile. They correspond to depositional surfaces that evidence the growing stages of the sedimentary body after the holocenec eustatic sea level rise. The surfaces 2, 3, 4, 5 are the same shown in Fig. 8.

Il corpo pelitico (con spessore compreso tra 2,30 e 1,20 m), racchiuso tra le superfici 3 e 4 è considerato la risposta distale allo stazionamento avvenuto all'interno della (attuale) piana del T. Segno tra 6000 e 5000 anni fa; esso è cronologicamente definito da 2 datazioni: 5210 ± 240 anni (SG4-291) e 4635 ± 185 anni (SG5-339) che hanno permesso di inquadrarlo tra 6000 e 5000 anni dal presente, tenendo anche conto della data di 6820 anni in SG6. Non congruente risulta invece la data di 3960 anni in SG3.

Nel sovrastante corpo progradante le linee sono in *downlap* sulla superficie 4; i depositi risultano pertanto via via più recenti verso mare. La sequenza progradante è inquadrabile cronologicamente sulla base di 5 date che ricadono al suo interno; la più antica (3730 ± 170 anni in SG6-440) è anche a più bassa stratigraficamente; la più recente (1355 ± 55 in SG3-247) è la più alta stratigraficamente. Le date 2015 ± 135 (SG4 - 305) e 2005 ± 125 (SG5 - 349), considerati i rapporti geometrici esistenti con la posizione della data 1980 ± 120 (SG3 - 117), definiscono il top del corpo a circa 1800 anni B.P. Pertanto la sequenza progradante ricade nell'intervallo 5000-1800 dal presente.

La sedimentazione marina degli ultimi 1800 anni ha generato un corpo (sovrastante la linea 5) avente

"linee riflettenti" divergenti verso il largo (Fig. 12); esso presenta i minimi spessori verso terra (1,5 - 2 m) e i massimi verso mare (7 m in corrispondenza di SG1). La sua età è confermata da 3 datazioni: 1615 ± 95 anni (SG6-449); 1225 ± 65 anni (SG5-351) in posizione medio-bassa e 510 ± 30 anni (SG 3-128) in posizione medio-alta.

In conclusione, le datazioni C¹⁴ si sono mostrate nella maggior parte dei casi coerenti tra loro e determinanti per la definizione cronologica, sedimentologica e geometrica del corpo sedimentario olocenico.

5. LA RISALITA EUSTATICA

L'interpretazione cronostratigrafica del profilo sismico ha permesso di individuare 5 "superfici isocrone datate" (Fig. 12); esse risultano corrispondenti ad altrettanti "superfici riflettenti" individuate dalla sismica, ovvero a "superfici di strato". Questi strati si chiudono verso terra in corrispondenza di "linee di riva" aventi la stessa età. Poiché nella figura citata nessuna delle 5 superfici datate si chiude sulla superficie basale trasgressiva, le quote delle linee di riva rimangono indeterminate.

5.1. La determinazione delle antiche linee di riva

Al fine di definire gli aspetti stratigrafici e morfologici della trasgressione olocenica anche verso terra, ovvero nell'area non coperta dai profili sismici, è stata costruita la sezione a-b (vedi la traccia in Fig. 1). Il profilo del fondovalle attuale del T. Segno (a partire dalla quota 22 m) è stato unito all'antistante fondale marino ricavato dalla sismica (Fig. 4), ottenendo in tal modo il profilo topografico riportato in Fig. 13. La superficie di appoggio del deposito marino olocenico sul substrato würmiano (tratto CD), è stata unita al tratto DE, tracciato a partire da E dove è nota la profondità del substrato roccioso (quota di 17 m circa). Il profilo CDE costituisce "l'andamento regolarizzato della superficie topografica würmiana" (ASW), oggi ricoperta dai sedimenti marini trasgressivi verso mare e dalle alluvioni e dai conoidi verso terra (Fig. 13).

I due profili così ricavati definiscono "lo spazio sedimentario" entro il quale si chiudono le superfici isocrone di 8000, 7000, 6000 e 5000 anni individuate in Fig. 12. Di queste, le prime tre fanno sicuramente parte del corpo trasgressivo, e quindi sono in *onlap* sulla superficie basale ASW, mentre la superficie a 5000 anni è la base del corpo progradante compreso tra le superfici 4 e 5 (Fig. 12). L'intervallo cronologico tra 6000 e 5000 anni segna pertanto l'arresto della trasgressione verso terra e l'inizio della formazione di un cordone di spiaggia che si stabilizza in una data posizione e che si accresce seguendo l'innalzamento eustatico, dando origine al corpo pelitico marino (silt e silt argillosi nerastri) racchiuso tra le superfici 3 e 4 (Fig. 11 e Fig. 12). A monte del cordone di spiaggia (ovvero all'interno della piana) si sviluppa il processo di aggradazione dei depositi alluvionali.

Pertanto, la superficie di 6000 anni fa deve intersecare la base ASW nel *punto di massima ingressione*, mentre il corpo progradante inizia a formarsi solamente a partire da 5000 anni B.P. Nel momento in cui inizia la progradazione, il profilo longitudinale dell'alveo (o del fondovalle) del T. Segno prosegue a mare con la superficie 4 di deposizione marina di Fig. 12. La superficie 4 è quindi la *superficie di inizio progradazione*, indicata con SIP in Fig. 13.

La superficie SIP determina, assieme alla superficie ASW, uno "spazio sedimentario molto ristretto" all'interno del quale *si devono chiudere* le superfici a 8000, 7000 e 6000 anni. Ciò ha facilitato il compito di determinare la posizione delle 3 corrispondenti linee di riva. Il procedimento è illustrato in Fig. 14.

I punti fermi della figura sono costituiti:

- da tutti gli elementi contenuti nel riquadro a sinistra; esso corrisponde alla Fig. 12.
- Dalla superficie 2, corrispondente alla ASW riportata in Fig. 13.
- Dalla superficie 4, corrispondente alla SIP della Fig. 13.

Il procedimento è consistito nel tracciare l'andamento della superficie 3 (6000 anni B.P.) parallelo alla superficie limite SIP, fino al suo incontro con la superficie basale ASW. La superficie si chiude in *onlap* alla profondità di -3 metri, determinando la posizione della linea di riva nel punto di massima ingressione del mare all'interno della piana costiera del T. Segno.

Analogamente si è proceduto con le restanti superfici a 7000 e a 8000 anni B.P., tracciate tra loro parallelamente e vincolate dalla loro posizione in SG6 (Fig. 12). Esse determinano sulla superficie ASW due linee di riva (rispettivamente) a -6,5 e a -12 m s.l.m.

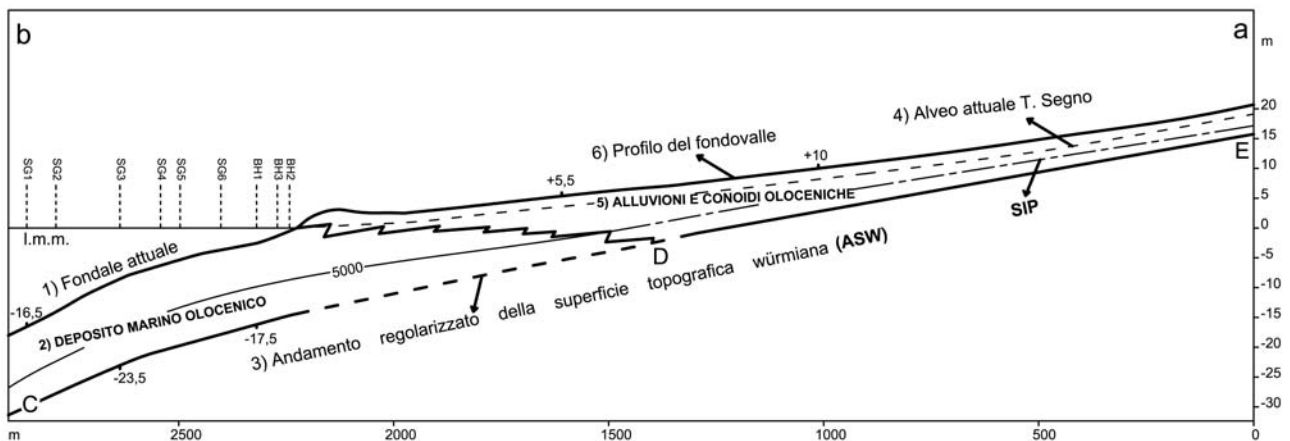


Fig. 13 -Dalla carta topografica regionale scala 1:10000 è stato tracciato il profilo topografico a-b che raccorda il fondovalle del T. Segno con il profilo batimetrico a mare (fondale attuale). La profondità del substrato in (a) ha permesso di tracciare il profilo DE, che si raccorda con il substrato CD (sottostante al deposito marino olocenico) ricavato dai sondaggi. La superficie SIP (superficie di inizio progradazione) raccorda la superficie datata 5000 anni B.P., ricavata in Fig. 12, con il fondovalle venutosi a creare successivamente alla linea di riva di massima ingressione. Il forte arrivo di materiale detritico provoca, a partire da 5000 anni fa, prima l'aggradazione, poi la progradazione della spiaggia. La linea di separazione tra depositi marini e depositi continentali è qui indicativa; essa verrà precisata nella Fig. 14.

From the 1:10000 topographic map was traced the topographic profile a-b, that connects the valley floor of the Segno river with the bathymetric profile seaward (current bottom profile). The depth of the substratum in (a) allowed to design the DE profile, which is connected to the substratum CD (under the marine holocene deposit) obtained by the seismic profiles. The surface SIP joins the surface dated 5000 yrs BP, obtained by the Fig. 12, with the valley floor that formed after the shoreline of maximum ingression. The strong arrival of detrital material caused, starting from 5000 yrs BP, first the aggradation, then the progradation of the beach. The separation line between marine deposits and continental ones is here only indicative; it will be specified in the Fig. 14.

1)Current bottom profile; 2)Marine holocene deposit; 3)Regularized trend of the Würmian topographic surface (ASW); 4) Bed of the Segno river; 5)Holocene alluvial deposits and conoids; 6)Valley floor profile; SIP: Surface of the starting progradation.

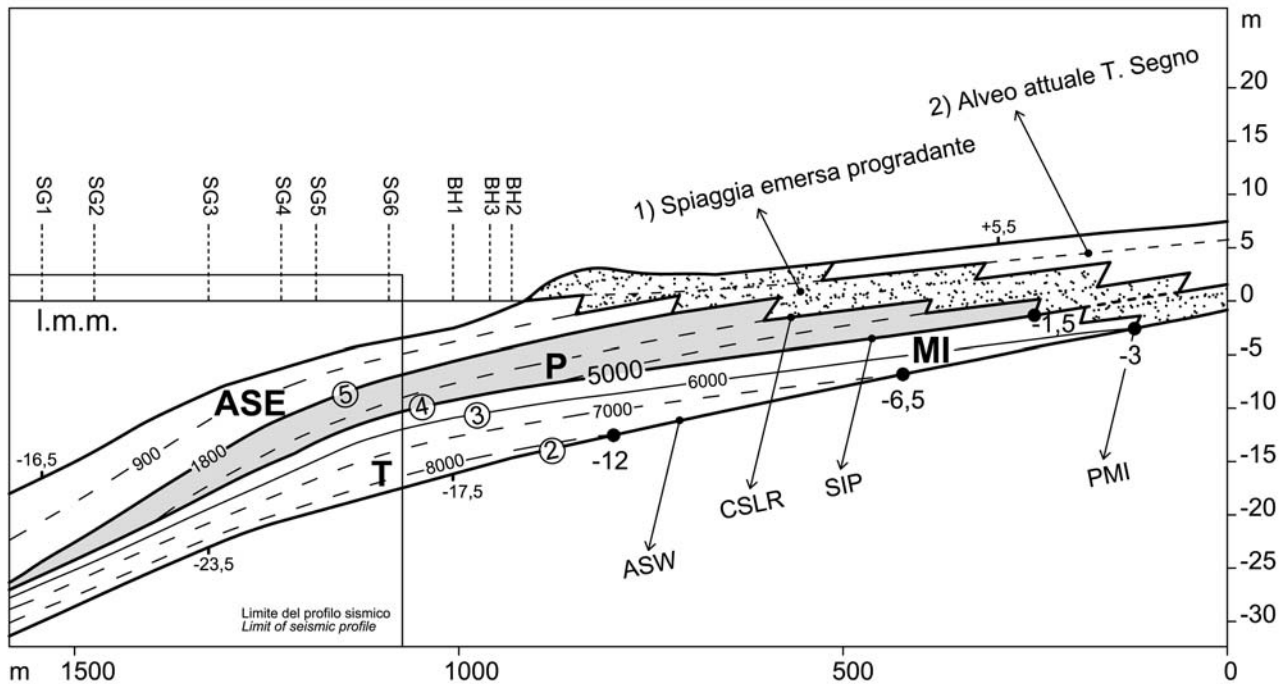


Fig. 14. Nella Fig. 13 sono precisati sia “l’andamento regolarizzato della superficie würmiana (ASW)” sia “la superficie di deposizione datata 5000 anni fa”, che segna l’inizio della progradazione della spiaggia (SIP=superficie inizio progradazione). Questi due elementi geometrici hanno permesso di definire la posizione della linea di riva di 8000 anni fa (-11 m), di 7000 anni fa (-6,5 m) e di 6000 anni fa (-3 m). I tre punti sono stati ricavati intersecando con la ASW le superfici isocrone determinate in Fig. 12; le tre superfici sono state fatte proseguire verso terra con andamento parallelo alla SIP, ma in onlap sulla ASW.

L’intersezione della superficie datata 6000 anni BP sulla ASW determina un “punto di massima ingressione” (PMI); in corrispondenza di tale punto la spiaggia si stabilizza e inizia a crescere, determinando il progressivo accumulo di sedimenti lungo il fondovalle del T. Segno. La posizione della PMI ha permesso di tracciare la “curva di spostamento della linea di riva” (CSLR) da -3 m alla posizione attuale. L’intersezione della superficie SIP con tale curva determina la posizione della linea di riva di 5000 anni fa (-1,5 m).

T=sequenza trasgressiva; MI=sequenza derivante dal relativo stazionamento della linea di riva; P=sequenza progradante; ASE=sequenza relativa all’alto stazionamento eustatico interglaciale.

In Fig. 13 are highlighted both the “regularized trend of the würmian topographic surface (ASW)” and the “deposition surface dated 5000 yrs BP”, that marks the beginning of the progradation of the beach (SIP=surface of the beginning of the progradation). These two geometric elements allowed to define the position of the shoreline dated 8000 yrs BP (-11 m), 7000 yrs BP (-6,5 m) and 6000 yrs BP (-3 m). The three points were obtained intersecting with the ASW the isochronal surfaces showed in Fig. 12; the three surfaces were prolonged landward parallele to SIP, but in onlap on the ASW.

The intersection of the surface dated 6000 yrs BP with the ASW is a “point of maximum ingressione” (PMI); in correspondence of that point the beach became stable and began to grow, causing the progressive accumulation of sediments along the valley floor of the Segno river. The position of the line called PMI allowed to obtain the “shoreline shifting curve” (CSLR) from -3 m to its current position. The intersection of the SIP with this curve gives the position of the 5000 yrs BP shoreline (-1,5 m).

T=transgressive sequence; MI=sequence derived from the relative shoreline stand; P=prograding sequence; ASE=sequence relative to the high interglacial eustatic stand. 1) Prograding emerged beach; 2) Bed of the Segno river.

attuale.

La stabilizzazione della linea di riva iniziata 6000 anni fa (punto PMI in Fig. 14) permette di tracciare un altro elemento fondamentale di tale figura, la *curva di spostamento della linea di riva* (CSLR), dalla posizione di -3 m di 6000 anni fa, alla posizione della linea di riva attuale.

Dalla intersezione della curva CSLR con la “superficie di inizio progradazione” SIP si ricava con buona approssimazione anche la linea di riva di 5000 anni fa; la sua profondità risulta pari a -1,5 metri.

Le profondità delle linee di riva, ricavate con il procedimento sopra descritto, sono state utilizzate per la costruzione della curva di risalita relativa del livello marino.

Si è calcolato sperimentalmente che i valori di profondità così trovati sono affetti da un errore di circa $\pm 1,5$ metri.

5.2. La curva dell’innalzamento del livello marino relativo

Unendo i quattro valori di profondità trovati per le linee di riva da 8000 a 5000 anni secondo il “modello Shepard” (SHEPARD, 1963), si è ottenuta la curva di Fig. 15, che visualizza “l’andamento” della risalita eustatica olocenica. La curva si raccorda con la quota 0 del livello mare attuale nel modo *più semplice* possibile; l’andamento risultante è paragonabile con altre curve simili, anche se ottenute con metodi diversi e in situazioni geologiche molto varie (Louwe Kooijmans, 1971; JELGERSMA, 1979; BARD *et alii*, 1996; PRETI, 1999; LAMBECK *et alii*, 2004) e, più in generale, tipiche delle medie latitudini, dove la risalita del mare è avvenuta con velocità in progressiva diminuzione, senza superare l’attuale livello (Fig. 3.6 in BIRD, 2000), in assenza di evidenti effetti glacioisostatici.

Lo studio effettuato non permette tuttavia di rico-

noscere possibili e probabili fluttuazioni del livello marino lungo la curva, come sarebbe logico attendersi dall'analisi delle curve isotopiche O^{18} ricavate da carote di ghiaccio (esempi in JOHNSEN *et alii*, 2001; DELMONTE *et alii*; 2002). La curva eustatica "modello Fairbridge" (FAIRBRIDGE, 1961) è forse più probabile; essa è stata riproposta dallo stesso Autore (FAIRBRIDGE, 1976) e trova parziali conferme dalle ricerche di altri (HILLAIRE-MARCEL, 1978; L'HOMER *et alii*, 1981; SIDDALL *et alii*, 2003; molti altri esempi in PIRAZZOLI, 1991, Tavv. 32, 33, 34, 35, 36, ecc.).

Nella curva di Fig. 15 la risalita del livello marino tra 8500 e 6000 anni B.P. è avvenuta con una velocità media di 4,6 mm/a, mentre tra 6000 e 5000 inizia a decrescere (1,5 mm/a) e tra 5000 ed oggi si è manifestata con velocità media di 0,3 mm/a; quest'ultimo valore è uguale a quello calcolato da MORHANGE *et alii* (2001) per la costa provenzale della Francia. Le velocità indicate non tengono conto della variabilità legata all'errore di valutazione di quota calcolato per le 4 paleolinee di riva.

Lo studio della trasgressione olocenica lungo il tratto costiero dell'Emilia-Romagna (tra il Po e Rimini) ha evidenziato che tra 6500 e 7000 anni B.P., la velocità di risalita *relativa* del livello marino è passata da valori di 8-10 mm/a a valori inferiori ad 1-1,5 mm/a nel tratto finale (PRETI, 1999 e 2000).

Tali valori di innalzamento comprendono anche il valore dell'abbassamento del suolo dovuto alla subsidenza. Interessante è il confronto tra l'area di Vado e l'area subsidente di pianura ad Ovest di Ravenna. In località Conselice (a 36 km dall'attuale costa) è stato carotato un livello fossilifero di ambiente lagunare tra 9,5 e 7,5 m sotto il l.m. attuale (PRETI, 1999). Un campione a -9 m ha fornito un'età C^{14} calibrata di 6170 B.P. Tenendo conto della subsidenza naturale a lungo termine ricavata da pozzi AGIP (SELLI & CIABATTI, 1976; PIERI & GROPPI, 1981) e della subsidenza olocenica dedotta dalla profondità della linea di riva di massima ingressione tra Cattolica e Alfonsine (a NO di Ravenna), si può stimare per l'area un valore di subsidenza tra 0,5 e 0,8 mm/a (AMOROSI *et alii*, 1999; PRETI, 1999) che, in 6170 anni, corrisponde ad abbassamenti di 3 e di 5 m rispettivamente. Pertanto il citato livello a

-9 m dovrebbe corrispondere ad una profondità originaria (corretta per la subsidenza) di 6 o di 4 metri. Tenendo conto, inoltre, anche della profondità di sedimentazione (nell'ambiente lagunare) del campione raccolto, il livello marino di 6170 anni fa potrebbe ricadere tra 5 e 3 metri. Tale valore è vicino alla profondità di -3 m assegnata alla linea di riva di 6000 anni fa per l'area di Vado.

In base alla curva eustatica proposta, l'alto stazionamento marino è praticamente cominciato 5-7000 anni fa; in tale periodo le temperature medie annuali avevano probabilmente raggiunto o superato valori simili a quelli attuali (DUPLESSY *et alii*, 1993; CUFFEY *et alii*, 1995; OROMBELLI & RAVAZZI, 1997; PEÑALBA *et alii*,

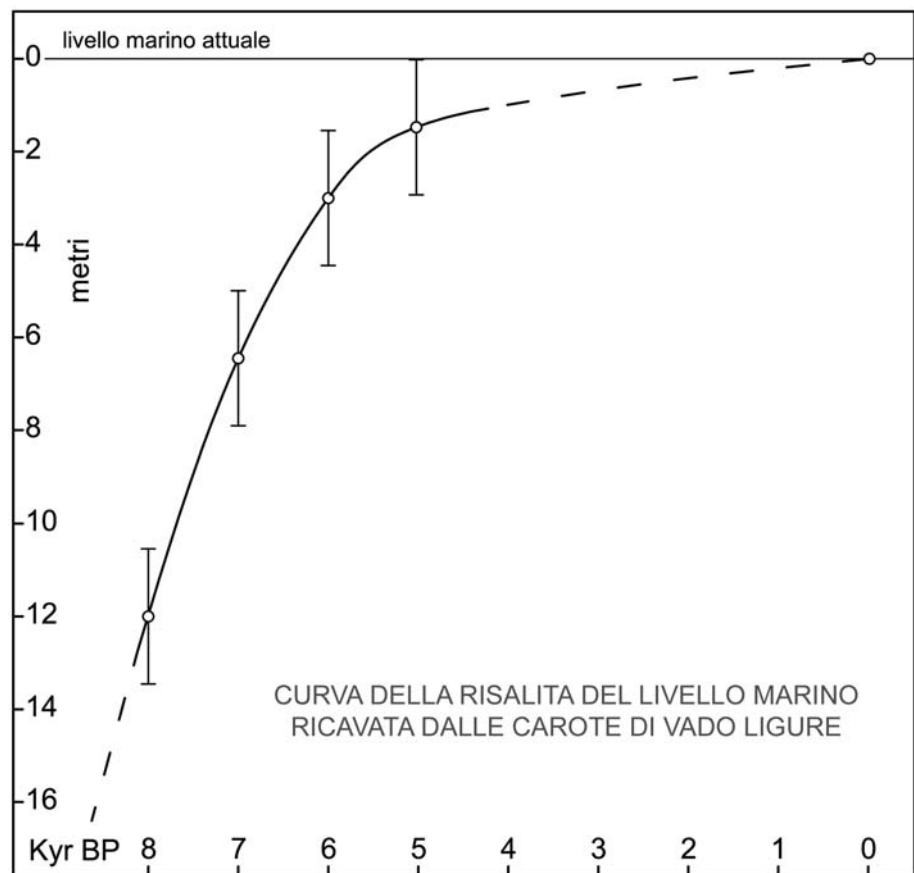


Fig. 15. Curva di variazione locale del livello marino dedotta dalla Fig. 14. L'intersezione delle "linee isocrone", (superfici riflettenti del profilo sismico) datate con il metodo C^{14} 8000, 7000 e 6000 anni fa, con la superficie trasgressiva ASW (Fig. 13), corrisponde alle "linee di riva" poste a -11, -6,5 e -3 m. L'intersezione della "linea isocrona" datata 5000 anni con la "curva di spostamento" (CSLR) della linea di riva dalla posizione -3 m (6000 anni fa) alla posizione attuale, ha fornito il valore di -1,5 m. A questi quattro valori delle linee di riva è stato attribuito un errore (calcolato sperimentalmente) di $\pm 1,5$ m circa; esso deriva dall'imprecisione della data e dall'incertezza del reale punto di intersezione delle quattro linee isocrone citate. L'errore dovrebbe comprendere anche l'eventuale spostamento verticale dell'area per motivi tettonici. La ricerca non ha tuttavia evidenziato movimenti apprezzabili né di sollevamento né di subsidenza.

Holocene eustatic curve deduced from Fig. 14. The intersection among the "isochronous lines", (reflecting surfaces of the seismic profile) dated by C^{14} method 8000, 7000 and 6000 yrs BP, and the transgressive surface ASW (see Fig. 13), corresponds to the "shorelines" at -11, -6,5 and -3 m depth. The intersection between the "isochronous line" dated 5000 yrs BP and with the "shifting curve" (CSLR) of the shoreline from the position of -3 m (6000 yrs BP) to the actual position, allowed to obtain the value of 1,5 m depth. To these four values of depth of ancient shorelines was attributed an error (calculated empirically) of about $\pm 1,5$ m; it is derived from the inaccuracy of the datings and from the uncertainty of the real point of intersection of the four cited isochronous lines. The error should include also the eventual tectonic uplift of the area. Nevertheless, the research evidenced neither tectonic uplifts nor subsidence in the study area.

1997; WILLIAMS *et alii*, 1998; JOHNSEN *et alii*, 2001). Da quel momento cambiano gli effetti erosivi e sedimentari; lungo le coste alte assume importanza l'erosione e l'arretramento delle falesie. Lungo le coste basse, invece, si ha un maggior accumulo di sedimenti sottocosta, inizia l'aggradazione delle piane costiere e, successivamente, la progradazione delle spiagge. Ciò va tenuto presente negli studi sulla frequentazione preistorica dell'area costiera.

Ovviamente gli effetti citati dipendono dalle modalità di risalita eustatica; un andamento diverso da quello proposto in Fig. 15 potrebbe, ad esempio, aver causato un'ingressione maggiore o minore del mare all'interno della piana (Fig. 1), soprattutto nel caso di un alto stazionamento, datato 5-6000 anni fa, prossimo o superiore al livello mare attuale. In questo caso la piana, non ancora colmata da sedimenti, avrebbe potuto costituire un porto naturale per piccole imbarcazioni.

Linee di riva a quote superiori al livello del mare attuale, datate 5-6000 anni, compaiono in molte curve eustatiche (vedasi rassegna in PIRAZZOLI, 1991, oltre a quella già citata di FAIRBRIDGE, 1976), ma quasi sempre ciò può essere spiegato come conseguenza di processi tettonici o isostatici; ne consegue che è quasi impossibile risalire alla "vera curva eustatica". Tuttavia le curve ricavate dalle aree in sollevamento mostrano un tipico andamento (esempi in GODWIN, 1940; Porter & Stuiver, 1984; BELPERIO *et alii*, 1989; FLETCHER III, 1992, ecc.) che testimonia un netto cambio della velocità di risalita del mare a 5500 - 6000 anni dal presente. Questa particolarità è presente anche nella curva ricavata dalle carote di Vado (Fig. 15), dove il cambiamento avviene tra 5000 e 6000 anni fa.

Nel Mediterraneo (area dell'Egeo e del M. Caspio) un brusco cambio di velocità avviene a circa 6000 anni, a quote diverse a seconda delle locali condizioni tettoniche (vedasi esempi in PIRAZZOLI, 1991, Tavv. 21, 22, 24 e 25).

Per quanto riguarda l'area di Vado, considerazioni morfologiche basate sui terrazzi marini e sull'analisi del fondale esplorato dalle carote, sembrano escludere movimenti tettonici o isostatici di rilievo (v. Cap. 2). Ciò è in accordo con quanto calcolato da CAROBENE (2004) che (per il settore ligure Imperia-Genova), ipotizza che nell'Olocene sia stata stabilità o un sollevamento minore di 0,05 mm/a.

Per comprendere meglio eventuali effetti di movimenti verticali che possano aver condizionato la curva eustatica di Vado (Fig. 15), è utile il confronto con la curva ricavata da BELLOTTI *et alii* (1995) nell'area del Delta del Tevere. Gli AA. affermano che la subsidenza "è stata trascurabile" durante gli ultimi 18000 anni. Dalla loro curva si ricava che la linea di riva di 6000 anni fa è a circa -6m rispetto al l.m. attuale, mentre quella di 8000 anni fa è a circa 13,5 m; la curva di Vado fornisce invece valori, rispettivamente, di -3,5 e di -12 m. Per quanto le differenze rientrino nei limiti di errore proposti, tuttavia ciò permette di escludere che l'area indagata di Vado sia stata soggetta a subsidenza durante l'Olocene.

Pertanto, "l'andamento" rappresentato in Fig. 15 non sembra suscettibile di apprezzabili correzioni; rimane aperta tuttavia la possibilità (sopra esposta) dell'esistenza di oscillazioni a breve periodo del livello marino (sull'ordine di 500 - 1000 anni) che non è stato possibi-

le riconoscere dallo studio delle carote, ma che sono invece state evidenziate in studi di dettaglio basati su indicatori di varia natura (VEGGIANI, 1987; BERNIER *et alii*, 1995; KAYAN, 1991; SIDDALL *et alii*, 2003; CAROBENE *et alii*, 2006; MILELLA *et alii*, 2007), e che potrebbero corrispondere a oscillazioni climatiche. Per gli ultimi 2500 anni ORTOLANI & PAGLIUCA (1997) riconoscono cicliche variazioni del clima di durata secolare avvenute nell'area mediterranea; variazioni con periodo di circa 1000 anni avrebbero prodotto, inoltre, spostamenti in latitudine delle fasce climatiche. Variazioni climatiche di una certa entità, in particolare quelle evidenziate dalle curve isotopiche dell'ossigeno (OROMBELLI & RAVAZZI, 1997), dovrebbero sempre corrispondere a oscillazioni del livello marino, in particolare le classiche 5 Cronozone a carattere climatico (Preboreale, Boreale, ecc.) e il "Thermal optimum", evidenziato tra 6000 e 8000 anni fa. Alcune oscillazioni potrebbero aver superato l'attuale posizione del livello marino (MIYATA *et alii*, 1990; CALHOUN & FLETCHER III, 1996; CHEN & LIU, 1996), ma la loro origine può essere attribuita a effetti idroisostatici previsti dai modelli di deformazione della Terra causata dall'ultima glaciazione. KAYANNE *et alii* (1993), studiando le isole Marianne, ricavano una curva eustatica in cui il livello del mare ha raggiunto l'attuale quota già 4200 anni fa (valore corretto dalla tettonica). Anche BARRA *et alii* (1997), relativamente alla piana del F. Volturino, segnalano che il livello marino di 5000 anni fa era prossimo all'attuale. Gli AA. mettono in evidenza che il calcolo dell'effettiva quota dell'antico livello del mare deve tener conto, oltre che della subsidenza dell'area, anche della profondità da attribuire al sedimento datato. I livelli torbosi lagunari, in particolare, indicano il livello del mare con un errore in difetto fino a 2-3 metri.

Per la Laguna di Caorle (Adriatico settentrionale), GALASSI & MAROCCO (2000) ricavano una "ipotetica curva di risalita relativa del livello del mare" utilizzando i tassi di sedimentazione lagunare; il risultato è confrontabile con la curva di Vado.

Maggiori problemi presentano le curve ricavate da siti archeologici (ANTONIOLI & LEONI, 1998); grande analogia con la curva di Vado presenta, tuttavia, la curva ricavata da GALILI *et alii*, sulla base di dati archeologici, lungo la costa di Carmel in Israele. Il livello a 8000 e quello a 6000 anni B.P. sono a -11,7 e a -3,6 m rispettivamente, contro i -12 e i -3 m di Vado.

Lo studio dettagliato effettuato da MORHANGE *et alii* (2001) nell'antico porto di Marsiglia, ha evidenziato una risalita del livello marino di circa 1,5 m negli ultimi 5000 anni (tasso di risalita = 0,3 mm/a). Secondo PIRAZZOLI (2005) questo dato può essere spiegato sia con il modello glacio-isostatico di LAMBECK & BARD (2000), sia con quello idro-isostatico di PELTIER *et alii* (in preparazione); secondo l'Autore, infatti, negli ultimi 6000 anni vi sarebbe stata una sostanziale stabilità nella risalita eustatica globale.

La situazione di Vado potrebbe essere analoga a quella di Marsiglia.

In conclusione, il nuovo metodo utilizzato per ricavare l'innalzamento del livello marino olocenico dallo studio delle carote di Vado si è dimostrato valido, avendo fornito un risultato attendibile e confrontabile con altre curve ottenute con sistemi diversi e in aree con caratteristiche geografiche e tettoniche differenti.

6. EVOLUZIONE DEGLI AMBIENTI SEDIMENTARI NEGLI ULTIMI 8000 ANNI

L'analisi dei sondaggi, l'interpretazione del rilievo sismico e le datazioni C^{14} hanno permesso di ricavare un soddisfacente modello dell'evoluzione geomorfologica dell'area costiera indagata, in gran parte determinata dalla risalita eustatica olocenica. Tale azione è stata accompagnata dalla parallela variazione dei processi esogeni in ambiente subaereo.

L'innalzamento del livello marino ha originato erosione (non ben definita come entità) dei preesistenti depositi continentali würmiani e la sovrapposizione su di essi di un corpo sedimentario marino di 10 – 15 metri di spessore. Questo è suddivisibile in due parti principali nettamente distinte: una inferiore, legata alla fase principale della trasgressione, quella superiore determinata invece da una prevalente condizione di alto stazionamento.

La divisione rispecchia i classici sistemi deposizionali della stratigrafia sequenziale: la sequenza trasgressiva (*transgressive system tract*) e la sequenza dell'alto stazionamento eustatico (*highstand system tract*); vedasi, ad esempio, BELLOTTI *et alii* (1995) e CORREGGIARI *et alii* (1997).

La tessitura dei sedimenti osservata nelle carote e la struttura dei corpi dedotta dal profilo sismico hanno permesso, inoltre, di riconoscere due fasi di accrescimento distinte sia nella parte inferiore che in quella superiore, alle quali corrispondono quattro corpi sedimentari diversi per geometria, sedimentologia e significato (Fig. 5).

A) Corpo trasgressivo che, nel tratto considerato dai sondaggi, termina 6000 anni fa (T in Fig. 14); esso corrisponde al periodo in cui la linea di riva si sposta verso terra fino a raggiungere il punto di massima ingressione nella piana del T. Segno, alla profondità di 3 metri. Lo spostamento è più rapido all'inizio di questo periodo, quando la velocità di risalita eustatica è probabilmente superiore a 10 mm/anno tra 10.000 e 8.000 anni fa; la velocità diminuisce progressivamente e diventa di 4,5 mm/a tra 8000 e 6000 anni fa. In corrispondenza, il tasso di sedimentazione è basso inizialmente, ma aumenta poi nel tempo con lo stabilizzarsi della linea di riva (2,5 mm/a in SG5). Questo evento determina con molta probabilità la formazione di barre di foce e di un vero e proprio cordone litorale che chiude la piana a monte; questa intercetterà inizialmente gran parte del trasporto solido del T. Segno. Il corpo trasgressivo è ben riconoscibile dai set in *onlap* verso terra e da livelli ricchi di fossili; inoltre, il colore del sedimento è prevalentemente grigio-chiaro.

Depositi sabbiosi e siltoso-ghiaiosi, laminati o gradati, di colore bruno-giallastro (10YR – 5/4 e 2.5Y – 6/4) e silt argillosi nerastri ricchi di sostanza organica, ricoperti direttamente dal corpo trasgressivo siltoso sopra descritto, sembrano documentare la presenza di un *retrospiaggia* nel quale decantavano le torbide portate dal T. Segno o si formavano ambienti di tipo lagunare (Fig. 5). Più in generale, essi sono da considerare lembi relitti di un sistema barriera-retrobarriera, distrutto dalla risalita eustatica.

B) La relativa stabilità della linea di riva, pur continuando il livello marino a crescere, anche se lentamen-

te, provoca il progressivo riempimento sedimentario dell'area depressa a monte del cordone litorale sopra citato.

Durante il lungo periodo del basso eustatico glaciale il torrente Segno aveva infatti approfondito il suo alveo e provocato la parziale erosione della piana alluvionale tirreniana (stage 5 della curva isotopica dell'Ossigeno). Una testimonianza della fase erosiva si ritrova nell'area interessata dai sondaggi (Fig. 8), dove mancano completamente i depositi tirreniani marini, che avrebbero dovuto trovarsi interposti (almeno parzialmente) tra il substrato pliocenico e le sovrastanti ruditi würmiane. Un forte periodo erosivo, quindi, ha preceduto la deposizione continentale würmiana.

A partire da 6000 anni fa, pertanto, i sedimenti più grossolani (sabbie e ghiaie) trasportati dal Segno si fermano all'interno della piana (più bassa rispetto all'attuale di 5-6 m), mentre all'esterno, ovvero a mare, arrivano solamente peliti. Si può anche ipotizzare un cambiamento di granulometria del materiale detritico proveniente dai versanti; il periodo caldo, cominciato già 8000 anni fa (CUFFEY *et alii*, 1995; PEÑALBA *et alii*, 1997; ecc.), ha sicuramente dato inizio ad un veloce e generalizzato incremento della vegetazione sui versanti e, come conseguenza, ha ridotto progressivamente l'erosione ed il trasporto di detrito grossolano. Si origina in tal modo un deposito marino compreso tra le superfici 3 e 4 (MI in Fig. 14), costituito prevalentemente da silt argillosi e argille pelitiche scure a stratificazione parallela, in un intervallo di tempo di circa 1000 anni (da 6000 a 5000 anni fa circa) (Fig. 11); detto corpo, caratterizzato da bassa velocità di sedimentazione, sovrasta il precedente trasgressivo, con uno spessore che (nell'area dei sondaggi) varia da un massimo di 2,30 m (verso terra) ad un minimo di 1,20 m (verso mare).

C) A partire da 5000 anni fa circa la linea di riva comincia a progredire, assecondando anche l'innalzamento finale del livello marino che va verso le condizioni del massimo eustatico interglaciale odierno. Il sovralluvionamento della piana interna al cordone litorale innalza continuamente il fondo valle, e il torrente Segno raggiunge la foce scaricando in mare il carico solido trasportato in sospensione. Il corpo sedimentario che si forma a mare va a sovrapporsi al precedente descritto in B, determinando un netto stacco sedimentologico (P in Fig. 14). Il passaggio è evidenziato da silt sabbiosi e da sabbie più o meno siltose, a volte contenenti ghiaietto (SG3), di colore grigio (spesso chiaro), con tritume organogeno e fossili (Fig. 5); sul fondale si instaurano praterie di Posidonia. Lo spessore è massimo verso riva (4,5 m), mentre diminuisce verso il largo; gli orizzonti sul profilo sismico testimoniano che la struttura del corpo sedimentario è data da set che si sovrappongono verso mare in *downlap* sul corpo sedimentario precedente. Le date C^{14} (Cap. 4) hanno permesso di inquadrare cronologicamente la sequenza progredente tra 5000 e 1800 anni fa circa. Durante questo periodo la linea di riva si sposta verso mare di 600-700 m (Fig. 14).

D) La linea di riva, la foce del T. Segno ed il livello del mare tendono a stabilizzarsi nella posizione attuale. La piana diventa nel tempo sempre più stabile anche perchè il torrente, nella fase finale di questo periodo, incide le sue alluvioni terrazzandole. Questi eventi fanno

si che l'intero carico in sospensione portato dal T. Segno si scarichi in mare, dando origine ad un consistente conoide sommerso che risulta quasi interamente costituito da silt, a volte sabbioso, a volte argilloso, scuro o nerastro; la percentuale di sabbia aumenta verso riva (Fig. 5). Il corpo D presenta spessori minori verso riva e maggiori verso mare; in corrispondenza del sondaggio SG1 lo spessore del corpo del conoide raggiunge gli 8 metri (tasso di sedimentazione di 5,3 mm/a), mentre è di soli 2 m in SG6. La stratificazione, marcata dagli orizzonti sul profilo sismico, vede gli strati divergere verso mare.

La suddivisione della sedimentazione nei 4 periodi principali, schematicamente sopra descritti, corrisponde alle divisioni presenti nelle Figg. 11 e 14. Questa è una semplificazione che non tiene conto delle variazioni climatiche di durata secolare che si sono succedute nel tempo e documentate con altri metodi (carote di ghiaccio, pollini, dati storici). Anche l'intervento dell'uomo (come documentato in molti lavori), soprattutto con le pratiche agricole e con il disboscamento, può aver modificato l'erosione del suolo e quindi la sedimentazione. Le variazioni sedimentologiche presenti nelle carote di Vado, e visibili in parte nella Fig. 5 all'interno delle 4 sequenze principali, potrebbero esserne una testimonianza.

7. LE VARIAZIONI DEL PAESAGGIO

I sondaggi effettuati nella Rada di Vado Ligure permettono di ricostruire la storia evolutiva dell'area a partire da almeno 9000 anni fa.

Estrapolando la curva eustatica di Fig. 15, si ricava, infatti, che in quella data il livello marino era più basso di una ventina di metri rispetto ad oggi; questa profondità ricade ampiamente all'interno dell'area indagata (Fig. 12). La corrispondente linea di riva era con molta probabilità ubicata a mare rispetto a quella attuale di circa 250 metri ma, essendo più bassa, essa è oggi sovrastata da 14-15 m di sedimenti marini depositi a seguito dell'innalzamento eustatico.

Lo sconvolgimento del paesaggio è stato quindi enorme; la ricerca effettuata ha permesso di stabilire:

- 1) La trasgressione marina ha invaso l'attuale piana alluvionale del T. Segno raggiungendo il punto più interno 6000 anni fa, a circa 700-800 m dall'attuale linea di riva (Fig. 1).
- 2) Tale linea di riva era più bassa di circa 8 m rispetto all'attuale fondovalle che divenne, da quel momento, continuamente soggetto ad alluvioni e quindi ad accrescimento. L'uomo neolitico dovette quindi cercare siti stabili nelle zone più alte della piana, o sui versanti o sulle superfici terrazzate (fluviali o marine) esistenti.
- 3) Tra il 3000 a.C. ed il 200 d.C. circa la linea di riva subì una progradazione che la portò progressivamente verso l'attuale posizione. Contemporaneamente la piana era soggetta a sovralluvionamento, mentre depositi colluviali, detriti di piede di versante e conoidi si accumulavano ai suoi bordi. Le condizioni di abitabilità della piana continuavano pertanto ad essere difficili. La superficie "romana" di 2000 anni fa si trova oggi, con molta probabilità, 3-4

metri più in basso dell'attuale piano campagna (fondovalle).

- 4) Negli ultimi 1800 anni è diventato secondario il ruolo dell'eustatismo e dei cambiamenti climatici, mentre è diventato progressivamente importante l'intervento dell'uomo sul territorio. Il corpo deposizionale formatosi a mare in questo periodo, che in prossimità del sondaggio SG1 raggiunge lo spessore di 7 m (Fig. 11), è composto essenzialmente da peliti nere, ricche di sostanza organica; esso è la testimonianza di un forte dilavamento dei versanti, probabilmente disboscati dall'uomo, e di erosione dei suoli.
- 5) In base ai punti sopra esposti appare improbabile la presenza (e quindi il ritrovamento) di siti archeologici fissi nell'area della piana corrispondente alle alluvioni formatesi durante la risalita eustatica degli ultimi 8000 anni. Numerosi reperti archeologici, invece, sono stati ritrovati nell'attuale abitato di Vado; essi testimoniano l'antica *Vada Sabatia*, in particolare gli scavi condotti nell'area antistante la chiesa di San Giovanni Battista e sotto il Palazzo comunale (BULGARELLI, 2007). Detta area si trova a quote variabili tra 8 e 9 metri s.l.m. attuale; pertanto si può ipotizzare che venisse sfruttata la superficie terrazzata tirreniana (PAT in Fig. 1), al riparo dalle alluvioni che invece interessavano il fondovalle esteso immediatamente a sud.

I relitti di questa superficie sono più alti dell'attuale piana in quanto il livello marino, durante il picco eustatico interglaciale corrispondente al MIS 5.5, era più alto (a livello globale) di circa 5 m rispetto all'odierno livello. La superficie tirreniana è stata successivamente ricoperta da depositi continentali würmiani e olocenici.

- 6) Già nel III sec. a.C., inoltre, era attivo il *portus Vadorum Sabatium* (ricordato da Plinio), "favorito dai fondali profondi dell'ampio bacino riparato dai venti" (BULGARELLI, 2007). A quel tempo, infatti, non si era ancora deposta la sequenza ASE (relativa all'alto stazionamento eustatico - Fig. 14) e i fondali erano più profondi (rispetto ad oggi) da 3 m (presso riva) a 7 m (500 metri più al largo).
- 7) Il ritrovamento di reperti archeologici (essenzialmente frammenti di laterizio o di terracotta) a mare, immersi nel sedimento per 1-2 m, permette di escludere che essi siano riferibili a siti archeologici di età romana. Infatti la superficie 5 datata 1800 anni si trova, presso riva, 3-4 m più bassa del top del sedimento (fondale attuale), e tale valore aumenta man mano che ci si allontana da riva (Fig. 14).

Tenendo conto che la presenza dei frammenti di laterizi è concentrata nelle aree di foce, è possibile affermare che essi costituiscono elementi erosi e trasportati in mare dai corsi d'acqua sfocianti nella Rada di Vado.

CONCLUSIONI

Lo studio di alcuni profili sismici, di 13 sondaggi effettuati nel Golfo di Vado Ligure (Fig. 3), delle caratteristiche morfologiche e geologiche dell'area emersa (Fig. 1) e marina (Fig. 2), ha permesso di arrivare ad alcune considerazioni sui seguenti punti:

Terrazzi e tettonica.

Sono stati riconosciuti 5 ordini di terrazzi marini ritenuti quaternari: 165÷185 m; 130÷145 m; 115÷130 m; 55÷70 m e 35÷45 metri s.l.m.; ciò ha permesso di dedurre che la velocità di sollevamento dell'area durante il Quaternario è stata bassa (ordine di grandezza: 0,10 – 0,15 mm/a) e che è calata nel tempo. Si è tenuto conto che nella Grotta di Bergoggi (pochi chilometri a Sud – vedi Fig. 2) il livello tirreniano (MIS 5.5) è stato misurato a 5,20 metri (CAROBENE & FIRPO, ricerca in corso). Ciò documenterebbe un sollevamento tettonico massimo di 0,04 mm/a, ponendo l'originale paleolivello alla stessa quota del livello attuale. Tuttavia, in base ai dati isotopici dell'ossigeno contenuto nel guscio dei foraminiferi planctonici e bentonici, si ritiene che il massimo livello di stazionamento durante il MIS 5.5 sia stato di alcuni metri più alto che oggi (Shackleton, 1987).

Sistemi di faglie quaternarie (sistemi a: 60-65°; 120-130°; 145-150°) hanno condizionato la morfologia emersa e sottomarina, in particolare la direzione dei canali, delle aste fluviali e del Canyon di Vado (Fig. 2).

La trasgressione olocenica

I sondaggi, di cui 10 effettuati a mare, hanno consentito di riconoscere il substrato, costituito da argille marnose del Pliocene inferiore, i depositi continentali riferibili al periodo di basso eustatico (Würm) ed il corpo sedimentario marino della trasgressione olocenica (Fig. 8). Un dato interessante è costituito dall'assenza dei depositi marini della trasgressione tirreniana. 25 datazioni C14 hanno fornito età calibrate comprese tra 8225 e 510 anni B.P. (Tab. 2); le date sono state utilizzate per effettuare la cronostratigrafia del deposito marino olocenico (Fig. 12).

La correlazione dei risultati ricavati dall'analisi del profilo sismico (Fig. 4), dallo studio sedimentologico delle carote (Fig. 5) e dalla datazioni C¹⁴ ha consentito di riconoscere una fase trasgressiva, terminata 6000 anni fa; un periodo di relativa stabilità della linea di riva (da 6000 a 5000 anni B.P.); un successivo periodo di progradazione (da 5000 a 1800 anni B.P.) e, infine, il periodo dell'alto eustatico interglaciale che arriva ai nostri giorni (Fig. 11). Complessivamente il corpo sedimentario marino olocenico raggiunge uno spessore di 14 metri circa.

La sequenza trasgressiva si caratterizza per prevalenti silt e silt sabbiosi di color grigio e grigio-chiaro, a volte fossiliferi. La sequenza derivata dal successivo stazionamento è invece costituita da silt e silt argillosi nerastri, contenenti a volte tritume organogeno e Posidonia. La sequenza progradante mostra una prevalenza di silt (grigio chiaro in basso e grigio scuro in alto, dove si presenta argilloso); presenti livelli sabbiosi e livelli gradati. La sequenza relativa all'alto stazionamento finale è costituita in prevalenza da silt argillosi e da argille siltose nerastre, a volte con Posidonia (Fig. 5).

Le varie tappe della risalita eustatica sono state ricostruite lungo un profilo geologico (a-b in Fig. 1) che prosegue verso terra il profilo sismico documentato dall'allineamento di 9 sondaggi (Fig. 3). Su questo profilo è stato applicato un metodo di estrapolazione dei dati precisi presenti in Fig. 12; esso è consistito nell'estendere verso terra le superfici datate 8000 – 7000 – 6000 anni fino ad intersecarle con la superficie tra-

sgressiva che, estrapolata verso monte, determina l'andamento della "superficie würmiana" (ASW in Fig. 13). La superficie che è alla base del corpo progradante (datata 5000 anni) è stata invece interpolata con l'andamento del fondovalle di uguale età (linea SIP – Fig. 13). La superficie di 6000 anni fa interseca la ASW alla profondità di -6,5 m nel punto considerato di massima ingressione (RMI in Fig. 14). Da questo punto inizia la progradazione della spiaggia (o barriera) verso mare, fino all'attuale posizione.

La curva dell'innalzamento del livello marino

Il procedimento (descritto in dettaglio nel Cap. 5) ha portato a riconoscere le linee di riva di 8000 anni fa (-12 m), di 7000 anni fa (-6,5 m), di 6000 anni fa (-3 m) e di 5000 anni fa (-1,5 m) (Fig. 14). Sulla base di questi dati è stata costruita la curva (Fig. 15) che rappresenta l'andamento della risalita eustatica in un'area che, in base a dati geologici, morfologici e a confronti con altre aree costiere, non mostra indizi di abbassamento. Mancano prove anche di un eventuale sollevamento tettonico che, in ogni caso, sarebbe di lievissima entità come documentato nella grotta di Bergoggi (vedi sopra).

La presenza di movimenti verticali di origine isostatica non sono dimostrabili, anche perché l'innalzamento del livello marino di 3 m avvenuto negli ultimi 6000 anni è da alcuni Autori ritenuto glacioeustatico, da altri idro-isostatico. Ciò complica la comprensione della reale entità della risalita eustatica, spesso complicata da interferenze tettoniche locali.

La trasformazione del paesaggio e gli antichi popolamenti

Le conseguenze della risalita eustatica hanno permesso di riconoscere le grandi modificazioni del paesaggio degli ultimi 8-9000 anni; il periodo coincide con l'inizio e lo sviluppo del Neolitico.

Circa 9000 anni fa si estendeva verso mare, per almeno un chilometro, una superficie emersa e poco inclinata (1°), relitto dell'ampia pianura würmiana; tenendo conto del miglioramento climatico in atto, questa piana poteva essere utilizzata per le coltivazioni. Nell'arco di 3000 anni la piana viene però ricoperta dall'avanzata del mare, mentre il fondovalle del T. Segno diventa inospitale, in quanto comincia ad essere interessato da continue inondazioni. Dopo un periodo di relativa stabilità della linea di riva, durato fino al 5000 B.P., il continuo accumulo di detriti lungo costa provoca la progradazione della spiaggia emersa e sottomarina e la contemporanea aggradazione della piana alluvionale del T. Segno. Ciò spinge gli antichi abitanti ad abitare e a costruire soprattutto sui versanti, utilizzando di preferenza le superfici terrazzate. In base a quanto detto, resti di siti di età più recente di 6000 anni si possono o si potrebbero trovare lungo il fondovalle del T. Segno solamente a monte della linea di riva di massima ingressione (Fig. 1). Se esistono, essi sono ricoperti da depositi di retrospiaggia, alluvionali o di conoide, spessi fino a 7-8 metri.

Testimonianze dell'antica città romana di *Vada Sabatia* sono invece presenti (Fig. 1) su un relitto di piana alluvionale tirreniana a 7-8 m di altitudine (PAT in Fig. 1), oltre a reperti del Bronzo Medio e Recente. Una grande quantità di ceramica usata come discarica

(“cocciopesto”) documenta, inoltre, la tarda Età del Ferro. Il “Castellaro” ubicato sul vicino Monte Sant'Elena (347 m, tra Vado e Bergeggi) ha fornito testimonianze di frequentazione tra il VI e il I sec. A.C. (DEL LUCCHESI *et alii*, 1994). Resti di edifici funerari di età imperiale erano distribuiti lungo la strada che portava al valico di San Genesio (spartiacque meridionale, tra M. S. Elena e M. Mao). Infine, sepolture datate tra il I e il III sec. D.C. sono state individuate in un'area a sud del T. Segno (Fig. 1, quota 12,5 m) (dati ricavati da BULGARELLI, 2007).

A partire da 1800 anni fino ad oggi, la linea di costa si sposta verso mare lentamente, fino a diventare relativamente stabile; nell'antistante area marina si deposita rapidamente la sequenza sedimentaria relativa al picco eustatico interglaciale (ASE in Fig. 14). Dal punto di vista climatico quest'ultimo periodo non è stato però omogeneo, come mostrano anche le curve paleoclimatiche ricavate da carote di ghiaccio e i numerosi lavori esistenti. Da 1800 a 1600 anni fa terminava un periodo di ottimo climatico, al quale seguì (fino al 750 d.C.) un deciso peggioramento, con diminuzione delle temperature e aumento della piovosità. Dal 750 al 1150 d.C. si sviluppa l'Ottimo Climatico Medioevale; dopo un periodo di variabilità, un nuovo peggioramento origina la Piccola Età Glaciale, dal 1500 circa al 1850 d. C.

Queste fasi hanno sicuramente determinato variazioni nell'erosione dei versanti e nella sedimentazione a mare. Nelle carote (Fig. 5) sono osservabili passaggi da argille siltose, a silt, a silt sabbiosi e a sabbie siltose. Non si può escludere, tuttavia, che alcuni cambiamenti nella sedimentazione marina abbiano origine antropica.

La progressiva stabilizzazione della piana alluvionale negli ultimi 1800 anni la rese abitabile o utilizzabile per le coltivazioni, anche se non in maniera continuativa, ma la diminuzione dello spazio e l'aumento probabile della popolazione e lo sviluppo dei consumi portarono però all'uso della deforestazione; ciò ha probabilmente innescato il dilavamento dei versanti e l'erosione dei suoli. Questa pratica potrebbe spiegare la prevalenza di silt argillosi neri nella parte finale delle carote studiate a Vado.

RINGRAZIAMENTI

Lavoro eseguito con i fondi del Progetto Prin 2005, Unità di Genova: “Variazioni ambientali e comunità umane durante la trasgressione olocenica in Liguria” (nell'ambito del programma nazionale “Crisi climatico-ambientali, catastrofi e comunità umane nell'arco dell'Olocene: un approccio geoarcheologico”). Si ringrazia, inoltre, l'autorità Portuale di Savona per aver finanziato lo studio “Geoarcheologia della foce del Torrente Segno e della piattaforma continentale interna” e la Soprintendenza Archeologica della Liguria per l'aiuto fornito.

Un doveroso ringraziamento ai revisori Piero Bellotti e Paolo Pirazzoli.

LAVORI CITATI

AMOROSI A., COLALONGO M.L., PASINI G. & PRETI D. (1999) - *Sedimentary response to Late Quaternary sea-*

level changes in the Romagna coastal plain (northern Italy) - *Sedimentology*, **46**, pp. 99-121.

- ANTONIOLI F. & LEONI G. (1998) - *Siti archeologici sommersi e loro utilizzazione quali indicatori per lo studio delle variazioni recenti del livello del mare* - *Il Quaternario*, **11** (1), pp. 53-66.
- 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**, pp. 241-244.
- BARRA D., ROMANO P., SANTO A., CAMPAJOLA L., ROCA V. & TUNIZ R. (1997) - *The versilian Transgression in the Volturno plain (Campania Southern Italy): paleoenvironmental history and chronological data* - *Il Quaternario*, **9** (2) (1996), pp. 445-458.
- BELLOTTI P., MILLI S., TORTORA P. & VALERI P. (1995) - *Physical stratigraphy and sedimentology of the Late Pleistocene-Holocene Tiber Delta depositional sequence* - *Sedimentology*, **42** (4), pp. 617-634.
- BELPERIO A.P. 1989 - *The green house debate and rising sea level* - *Search*, **20** (2), pp.48-50.
- BERNIER P., DALONGEVILLE R., DUPUIS B. & DE MEDWECKI V. (1995) - *Holocene shoreline variations in the Persian Gulf: Example of the Umm al-Qowayn lagoon (UAE)* - *Quaternary International*, **29-30**, pp. 95-103.
- BIRD E. (2000) - *Coastal geomorphology* - England, Wiley & sons, 322 pp.
- BONI A. (1984) - *Il Pliocene al margine delle Alpi Liguri* - *Mem. Soc. Geol. It.*, **28**, pp 114-125.
- BONI A., CERRO A., GIANOTTI R. & VANOSI M. (1971) - *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia. Fogli 92-93 “Albenga-Savona”* - Roma, Serv. Geol. It., 50 pp.
- BULGARELLI F. (2007) - *Vado Ligure - Vada Sabatia* - In: *Ancora sui Liguri - un antico popolo europeo tra Alpi e Mediterraneo*, a cura di R.C. De Marinis e G. Spadea, pp. 183-187, De Ferrari Editore, Genova.
- CALHOUN R.S. & FLETCHER III C.H. (1996) - *Late Holocene coastal plain stratigraphy and sea-level history at Hanalei, Kauai, Hawaiian Islands* - *Quaternary Research*, **45**, pp. 47-58.
- CAROBENE L. (2004) - *Uplifted coastlines and marine terraces*. In: *Geology of Italy (Special volume - Florence 2004)* Soc. Geol. It., pp. 174-177.
- CAROBENE L. & CEVASCO A. (2007) - *Una deformazione gravitativa profonda di versante all'origine del Piano di Oneto, Val Graveglia (Appennino Ligure)* - *Il Quaternario*, **20** (1), pp. 45-56.
- CAROBENE L. & FIRPO M. (2002) - *Forme terrazzate relitte di genesi marina lungo la costa ligure tra Genova e Savona (Liguria Occidentale)* - *Il Quaternario*, **15**, pp. 53-68.
- CAROBENE L., FIRPO M. & MELLI P. (2006) - *Aspetti geoarcheologici nel porto antico di Genova*. In: *“Archeologie - Studi in onore di Tiziano Mannoni”*, pp. 295-299. Bari, Edipuglia.
- CHEN Y.G. & LIU T.K. (1996) - *Sea-level changes in the last several thousand years, Penghu Islands, Taiwan Strait* - *Quaternary Research*, **45**, pp. 254-262.
- CNR (1987) - *Neotectonic map of Italy* - Quaderni della

- Ricerca Scientifica, **4** (114), foglio 1.
- CORRADI N., FANUCCI F., FIERRO G., FIRPO M., PICCAZZO M., & MIRABILE L. (1984) - *La piattaforma continentale ligure: caratteri, struttura ed evoluzione* - Rapporto tecnico finale del Prog. Final. "Oceanografia e fondi marini", C.N.R., Roma.
- CORREGGIARI A., ROVERI M. & TRINCARDI F. (1996) - *Late Pleistocene and Holocene evolution of the north Adriatic Sea* - Il Quaternario, **9** (2), pp. 697-704.
- CUFFEY K.M., CLOW G.D., ALLEY R.B., STUIVER M., WADINGTON E.D. & SALTUS R.D. (1995) - *Large Arctic Temperature Change at the Wisconsin-Holocene Glacial Transition* - Science, **270**, pp. 455 - 458.
- DEL LUCCHESI A., DAVITE C., RIDELLA R. & TORRE E. (1994) - *Il castellaro di Bergeggi: campagne di scavo 1982-1985* - Rivista Ingauna e Intemelia, XLVI-XLVII (1-4), pp.52-62
- DELMONTE B., PETIT J.R. & MAGGI V. (2002) - *Glacial to Holocene implications of the new 27,000-year dust record from the EPICA Dome C (East Antarctica) ice core* - Clim. Dyn., **18** (8), pp. 647-660.
- DUPLESSY J.C., BARD E., LABEYRIE L., DUPRAT J. & MOYES J. (1993) - *Oxygen isotope records and salinity changes in the Northeastern Atlantic ocean during the last 18,000 years* - Paleoceanography, **8**, pp. 341-350.
- FAIRBRIDGE R.W. (1961) - *Eustatic change in sea level* - Phys. Chem. Earth, **4**, pp. 99-185.
- FAIRBRIDGE R.W. (1976) - *Effects of Holocene climatic change on some Tropical geomorphic processes* - Quaternary Research, **6** (4), pp. 529-556.
- FANUCCI F. (1979) - *Neotettonica dei margini continentali del Mar Ligure* - Mem. Soc. Geol. It., **19** (1978), pp. 535-542.
- FANUCCI F. (1978) - *Il plioquaternario della piattaforma continentale ligure tra Genova e Savona* - Atti Associazione Italiana Oceanologia e Limnologia, **2**, pp. 81-87.
- FANUCCI F., FERRETTI O., FIRPO M., PICCAZZO M. & DAVIDE S. (1996) - *Morfologia e struttura della piattaforma continentale tra Vado Ligure e Savona e suoi rapporti con la fascia litorale* - Atti dell' 11° congresso della Associazione Italiana di Oceanologia e Limnologia (1994), G. Albertelli, A. De Maio & M. Piccazzo (eds), pp. 667-677.
- FANUCCI F., FIRPO M., PICCAZZO M. & MIRABILE L. (1984) - *Le Plio-Quaternaire de la Mer Ligure: epaisseurs et conditions d'accumulation* - Marine geology, **55**, pp. 291-303.
- FANUCCI F., GIANMARINO S. & TEDESCHI D. (1980) - *Il Pliocene della costa e del margine continentale dell'Appennino ligure in rapporto alla neotettonica* - Mem. Soc. Geol. It., **21**, pp. 259-265.
- FLETCHER III C.H. (1992) - *Sea level trends and physical consequences: applications to the U.S. Shore* - Earth-Science Reviews, **33**, pp.73-109
- GALASSI P. & MAROCCO R. (2000) - *Relative sea level rise, sediment accumulation and subsidence in the Caorle Lagoon (Northern Adriatic sea, Italy) during Holocene* - Il Quaternario, **12** (2), pp. 249-256.
- GALILI E., WEINSTEIN-EVRON M. & RONEN A. (1988) - *Holocene sea-level changes based on submerged archaeological sites off the Northern Carmel coast in Israel* - Quaternary Researc, **29**, pp. 36-42.
- GODWIN H. (1940) - *Studies in the post glacial history of British vegetation. IV. Post-glacial changes of relative land- and sea-level in the English Fenland* - Phyl. Trans. R. Soc. Lond., **230** (B), pp. 239-303.
- HILLAIRE MARCEL C. (1978) - *Isostasy and eustasy of Hudson bay* - Geology, **6**, pp. 117-122.
- JELGERSMA S. (1979) - *Sea-level changes in the North Sea basin* - In: E. Oele, R.T.E. Schuttenhelm & A.J. Wiggers (eds) The Quaternary History of the North Sea, Acta Universitatis Upsaliensis: Symposium Universitatis Upsaliensis Annum Quingentesimum Celebrantis, **2**, pp. 233-248.
- JOHNSEN S.J., DAHL-JENSEN D., GUNDESTRUP N., STEFFENSEN J.P., CLAUSEN H.B., MILLER H., MASSON-DELMOTTE V., SVEINBJORNSDOTTIR A.E. & WHITE J. (2001) - *Oxygen isotope and palaeotemperature records from six Greenland ice-core stations: Camp Century, Dye-3, GRIP, GISP2, Renland and NorthGRIP* - Journal of Quaternary Science, **16**, pp. 299-307.
- KAYAN I. (1991) - *Holocene geomorphic evolution of the Besik plain and changing environment of ancient man* - Studia Troica, **1**, pp. 79-92.
- KAYANNE H., ISHII T., MATSUMOTO E. & YONEKURA A. (1993) - *Late Holocene Sea-Level change on Rota and Guam, Mariana Islands, and its constraint on geophysical predictions* - Quaternary Research, **40**, pp. 189-200.
- L'HOMER A., BAZILLE, F., THOMMERET, J. & THOMMERET Y. (1981) - *Principales étapes de l'edification du delta du Rhone de 7000 BP à nos jours; variations du niveau marin* - Oceanis, **7** (4), pp. 389-408.
- LAMBECK K. & BARD E. (2000) - *Sea level change along the French Mediterranean coast since the time of the last glacial maximum* - Earth and Planetary Science Letters, **175**, pp. 203-222.
- LAMBECK K., ANTONIOLI F., PURCELL A. & SILENZI S. (2004) - *Sea-level change along the Italian coast for the past 10,000 years* - Quaternary Science Reviews, **23**, pp. 1567-1598.
- LOUWE KOOIJMANS L.P. (1971) - *Mesolithic bone and antler implements from the North Sea and from the Netherlands* - Berichten van de Rijksdienst voor Oudheidkundig Bodemonderzoek, **20 - 21**, pp. 27-73.
- MILELLA M., PIGNATELLI C., DONNALOIA M., MASTRONUZZI G. (2007) - *Sea level during 4th - 2nd century B.P. in Egnazia (Italy) from archaeological and hydrogeological data* - Il Quaternario, **19** (2) (2006), pp. 251-258.
- MIYATA T., MAEDA Y., MATSUMOTO E., MATSUSHIMA Y., RODA P., SUGIMURA A. & KAYANNE H., (1990) - *Evidence for a Holocene high sea-level stand, Vanua Levu, Fiji* - Quaternary Research, **33**, pp. 352-359.
- MORHANGE C., LABOREL J. & HESNARD A. (2001) - *Changes of relative sea level during the past 5000 years in the ancient Harbour of Marseilles, southern France* - Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol., **166**, pp. 319-329.
- OROMBELLI G. & RAVAZZI C. (1997) - *The Late Glacial and early Holocene: chronology and paleoclimate* - Il Quaternario, **9** (2) (1996), pp. 439-444.
- ORTOLANI F. & PAGLIUCA S. (1997) - *Variazioni climatico-ambientali nell'area Mediterranea durante il periodo storico: evidenze geologiche di cicliche*

- crisi ambientali tipo "effetto serra" - Il Quaternario*, **9** (1) (1996), pp. 209-212.
- PEÑALBA M.C., ARNOLD M., GUIOT J., DUPLESSY J.C. & DE BEAULIEU L. J. (1997) - *Termination of the last glaciation in the Iberian Peninsula inferred from the pollen sequence of Quintanar de la Sierra* - *Quaternary Research*, **48**, pp. 205-214.
- PIERI M. & GROPPI G. (1981) - *Subsurface geological structure of the Po plain, Italy* - Progetto Finalizzato Geodinamica - **414**, C.N.R., 13 pp.
- PIRAZZOLI P.A. (1991) - *World Atlas of Holocene Sea Level Changes* - Amsterdam, Elsevier Oceanography Series, Amsterdam, 58 pp.
- PIRAZZOLI P.A. (2005) - *A review of possible eustatic, isostatic and tectonic contributions in eight late-Holocene relative sea-level histories from the Mediterranean area* - *Quaternary Science Reviews*, **24**, pp. 1989-2001.
- PORTER S.C., STUIVER M. & HEUSSER C.J. (1984) - *Holocene sea-level changes along the strait of Magellan and Beagle Channel, Southernmost South America* - *Quaternary Research*, **22** (1), pp. 59-67.
- PRETI M. (1999) - *The Holocene transgression and the land-sea interaction south of the Po delta* - *Giorn. di Geologia*, **61**, pp. 143-159.
- PRETI M. (2000) - *Eustatismo, subsidenza e linee di intervento per la difesa del territorio costiero in Emilia-Romagna* - *Mare e Cambiamenti Globali*, pp. 167-179. Bologna, ICRAM.
- SELLI R. & CIABATTI M., (1977) - *L'abbassamento del suolo della zona litoranea ravennate* - *Giorn. Geologia*, **42** (1), pp. 1-47.
- SCHACKLETON N. J. (1987) - *Oxygen isotopes, ice volume and sea level*. *Quaternary Science Reviews*, **6** (3/4), pp. 183-190.
- SHEPARD F.P. (1963) - *Thirty-five thousand years of sea level*. In: Clemmens T. (ed) *Essays in Marine Geology in Honor of K.O. Emery*, University of Southern California Press, Los Angeles, pp. 1-10
- SIDDAL M., ROHLING E.J., ALMOGI-LABIN A., HEMLEBEN C., MEISCHNER D., SCHMELZER I. & SMEED D.A. (2003) - *Sea level fluctuations during the last glacial cycle* - *Nature*, **423**, pp. 853-858.
- VEGGIANI A. (1987) - *Il territorio di S. Giorgio di Cesena: vicende geologiche, origini del popolamento e trasformazioni ambientali* - In: *San Giorgio tra cronaca e storia, Cassa rurale ed artigiana* - A cura di C. Riva, pp. 7-36.
- WILLIAMS M., DUNKERLEY D., DE DECKKER P. KERSHAW, P. & CHAPPELL, J. (1998) - *Quaternary environments (Chapter 6)* - London, Arnold, 329 pp.

Ms. ricevuto l'8 luglio 2008
 Testo definitivo ricevuto il 7 ottobre 2008

Ms. received: July 8, 2008
 Final text received: October 7, 2008