

MAURO COLTORTI (*)

MODIFICAZIONI MORFOLOGICHE OLOCENICHE NELLE PIANE ALLUVIONALI MARCHIGIANE: ALCUNI ESEMPI NEI FIUMI MISA, CESANO E MUSONE

Abstract: COLTORTI M., *Holocene geomorphological variations in the marchean alluvial plains: some examples in the Misa, Cesano and Musone Rivers* (IT ISSN 0391-9838, 1991).

The Holocene evolution of the middle part of the Misa and Cesano valleys is characterized by the formation of various minor terraces which could be grouped in at least 5 main phases. A meander course was evolving in the first two phases, between Early Holocene and Roman times. A third phase reveals a progressive transition from a meander to a braided river which took place between the Roman times and the end of the 19th century. At the end of the 1940's or 50's the penultimate terraces ceased to be modelled, and the progressive incision of the thalweg, which is still going on (phase 5), started. In the upper Musone river the post glacial down cutting has always been connected to a meander course up to the plain located few meters above the present thalweg. The important post-roman aggradational phase does not seem to be derived from the degradation of the mountain slopes but mainly from that of the periadriatic basin pedemontan and hilly slopes.

A first phase of aggradation is documented at the mouth of the Misa river in pre-roman times to which is related the formation of a sandy-gravelly shoreline parallel to the coastal cliff. Landward, coastal swamps, abandoned channels, and small islands were created at the top of which Senigallia was founded in the third century B.C.

The aggradation was considerably accelerated after the 15th century. The variation from a meander to a braided river and the associated general aggradation of the Marches rivers is attributed to slope erosion following the deforestation for the development of agricultural and grazing activities, first during the Bronze-Iron age and later, and to a greater extent, at the Renaissance. To this process the progressive change of the coastal morphology is connected, characterized by active cliffs alternating with small intravalley bays in pre-Roman times. Progressively the coastal beach which at present almost everywhere borders the Marches coasts was to develop.

KEY WORDS: Alluvial deposits, Geomorphological evolution, Human impact, Holocene, Marche.

Riassunto: COLTORTI M., *Modificazioni morfologiche oloceniche nelle pianure alluvionali marchigiane: alcuni esempi nei fiumi Misa, Cesano e Musone* (IT ISSN 0391-9838, 1991).

L'evoluzione olocenica del tratto mediano delle valli del Misa e del Cesano è marcata dalla formazione di vari terrazzi minori appartenenti ad almeno 5 fasi principali di modellamento. Un'evoluzione a meandri caratterizza le due fasi più antiche di modellamento tra l'Olocene antico e l'epoca romana. La terza fase marca il progressivo passaggio ad un regime a canali intrecciati verificatosi tra l'epoca romana e la fine del 1800. Alla fine degli anni '40-50 finisce di modellarsi il penultimo terrazzo e si innesca una progressiva incisione dell'alveo tuttora in atto (fase 5). Nell'alto corso del Musone l'approfondimento post-glaciale si è sempre verificato in regime a meandri sino alla piana prospiciente l'alveo attuale. L'importante fase di aggradazione post-romana non sembra dunque derivare dalla degradazione dei versanti montani ma soprattutto da quelli pedemontani e collinari del bacino periadriatico.

Nel tratto prospiciente la foce del Misa è documentata una prima importante fase di aggradazione in epoca pre-romana che ha condotto alla formazione di un cordone litorale parallelo alla falesia di allora. Nei pressi della costa si sono generate paludi costiere, canali abbandonati ed isolotti su uno dei quali, nel III sec. B.C., sorgerà la città di Senigallia. L'aggradazione proseguirà blandamente e riceverà un ulteriore forte impulso dopo il 1400.

La variazione di regime da canali meandriformi ad intrecciati e la conseguente generale aggradazione dei fiumi marchigiani è attribuita all'erosione dei versanti conseguente l'eliminazione della copertura forestale per lo sviluppo delle pratiche agricolo-pastorali dapprima durante l'età del Bronzo-Ferro ed in seguito, con rinnovato impulso, nel Rinascimento. A questa variazione di regime è legata la trasformazione della costa che, caratterizzata da falesie vive e piccole baie intravalive, in epoca pre-romana vedrà lo sviluppo di un'ampia cimosia costiera che attualmente borda quasi ovunque il litorale adriatico.

TERMINI CHIAVE: Depositi alluvionali, Evoluzione geomorfologica, Impatto antropico, Olocene, Marche.

INTRODUZIONE

Sin dai primi studi i terrazzi fluviali della regione marchigiana sono stati suddivisi in 4 ordini posti ad altezze progressive sugli alvei attuali (CASTIGLIONI, 1933; LIPPARINI, 1939; VILLA, 1942). Localmente sono stati segnalati terrazzi in numero maggiore di quelli sopracitati, la cui genesi viene attribuita alla presenza di faglie e/o ad episodi locali di deposizione, influenzati da tettonica sinsedimen-

(*) Dipartimento di Scienze della Terra dell'Università di Camerino. Comunicazione presentata al «2° Seminario sulle Pianure minori italiane» (Urbino, 9-10 Gennaio 1991) nell'ambito del Progetto del M.P.I. (fondi 40%) «Genesi ed evoluzione geomorfologica delle pianure dell'Italia peninsulare ed insulare» (Resp. Naz. prof. P.R. Federici; Resp. U.O. prof. B. Gentili) e con il contributo di fondi 60% del M.P.I. (Resp. M. Coltorti). Si ringrazia il prof. B. Gentili per i suggerimenti forniti durante lo svolgimento del lavoro e la stesura del testo.

taria (SERV. GEOL. D'IT., 1967; FRANCAVILLA & *alii*, 1975; COLTORTI & NANNI, 1987). Solo recentemente sono stati segnalati «terrazzi minori», compresi tra la piana alluvionale del Pleistocene superiore e l'alveo attuale (COLTORTI & *alii*, 1987).

Il presente lavoro evidenzia come varie fasi evolutive, corrispondenti ed altrettante superfici terrazzate, sono ben evidenti nei tratti mediani del Cesano e del Misa. Esse sono di più difficile individuazione nell'alto corso del Musone e nella bassa valle del Misa. Nei pressi della foce infatti, il livello di base è mutato poco durante l'Olocene recente ed i depositi sono ubicati circa alla medesima quota permettendo, solo in casi fortuiti, una loro scansione crono-

logica. Nel bacino montano, d'altra parte, sono note aree dove l'erosione regressiva olocenica è giunta solamente durante l'età del Bronzo (CILLA, 1991).

Il Fiume Cesano presenta, lungo l'asse della valle, una lunghezza di 55 km, il Misa appena 24 km ed il Musone 65. Essi hanno origine dall'Appennino umbro-marchigiano dove affiorano rocce essenzialmente calcaree di età giurassico-oligocenica intensamente piegate, sovrascorse verso oriente e talora interessate da faglie appenniniche, antiappenniniche e meridiane. (BOCCALETTI & *alii*, 1983; CALAMITA & DEIANA, 1986) (fig. 1). La maggior parte dei tratti vallivi presi in esame sono ubicati nel «bacino periadriatico» (CANTALAMESSA & *alii*, 1986) dove affiorano rocce pre-

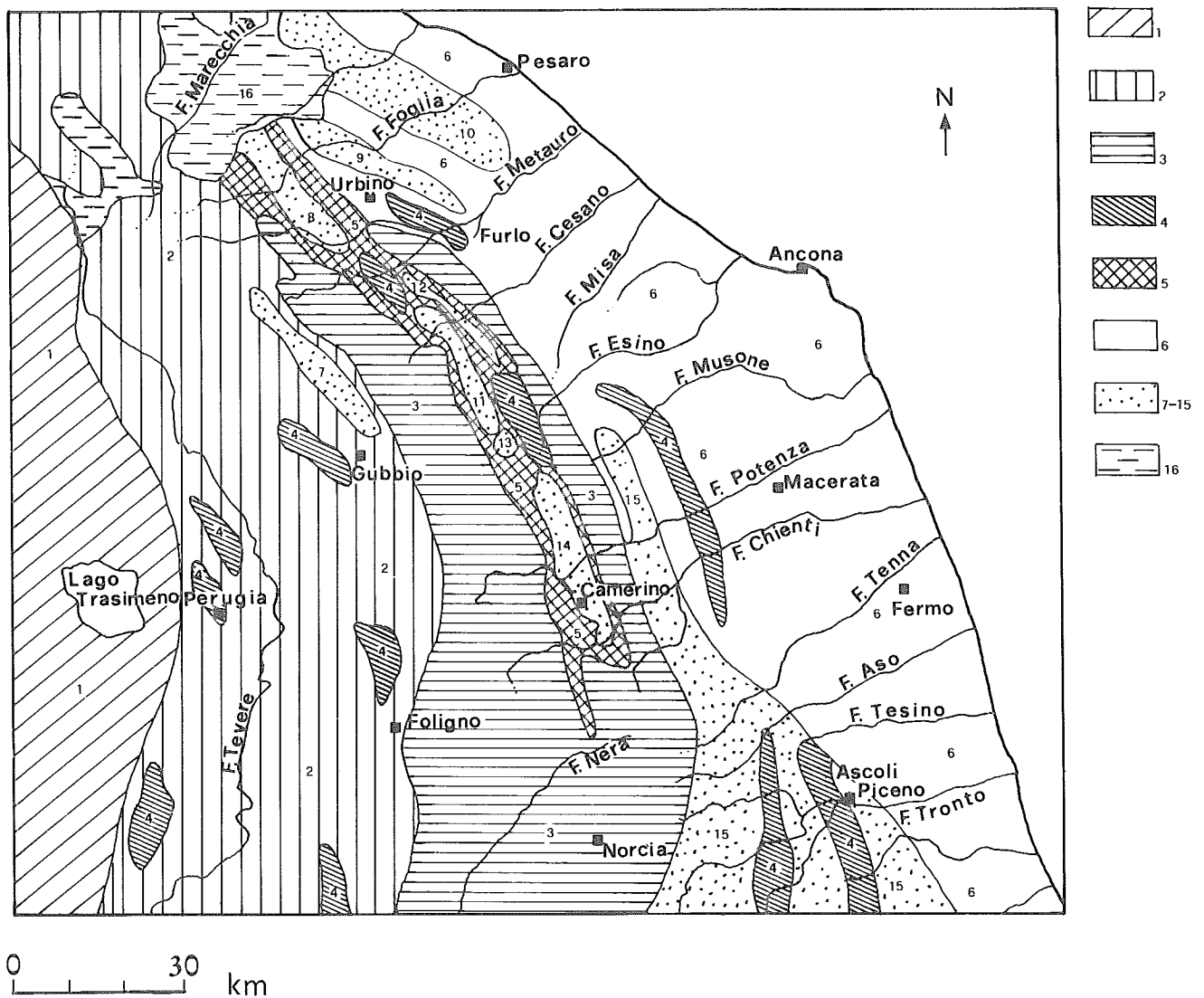


Fig. 1 - Schema delle principali unità strutturali della regione marchigiana con il tracciato dei principali corsi d'acqua: 1, bacino toscano; 2, bacino umbro; 3, dorsali umbro-marchigiana e marchigiana; 4, dorsali minori; 5, bacino marchigiano interno; 6, bacino marchigiano esterno e bacini minori; 7, bacino di M. Vicino; 8, bacino di Pietrarubbia-Peglio-Urbania; 9, bacino di Monte Calvo in Foglia; 10, bacino di M. Luro; 11, bacino di M. Turrino-Percozzone-S. Giovanni; 12, bacino di Serraspino; 13, bacino di S. Donato-Cantia; 14, bacino di Camerino; 15, bacino della Laga; 16, Colata della Val Marecchia.

valentemente pelitiche ed arenacee (Miocene inferiore - Pleistocene medio) disposte in blande anticlinali e sinclinali, a nord del Fiume Musone, a monoclinale verso est, a meridione.

Da un punto di vista geomorfologico le aree a nord dell'Esino presentano un rilievo collinare dolce, con quote medie modeste che, unitamente alla mancanza dei sedimenti più recenti del ciclo plio-pleistocenico (CANTALAMESSA & *alii*, 1986), suggeriscono una forte entità dell'erosione recente. A sud del Musone, nel tratto più occidentale del «bacino periadriatico», la giacitura monoclinale ha condotto allo sviluppo di un tipico paesaggio a «cuestas». Nei pressi della costa la morfologia è invece condizionata dalla presenza dei sedimenti conglomeratici di «tetto» (Siciliano e Crotoniano), sino a quote anche superiori ai m 300, che presentano una «superficie sommitale di deposizione» ben conservata. Depositi alluvionali terrazzati caratterizzano la morfologia dei versanti vallivi (LIPPARINI, 1939; VILLA, 1942; COLTORTI & *alii*, in questo volume).

LE ATTUALI CONOSCENZE SUI DEPOSITI ALLUVIONALI OLOCENICI

L'attribuzione della sommità deposizionale del terrazzo di III ordine alla fine del Pleistocene superiore (ALESIO & *alii*, 1979 e 1980; COLTORTI, 1981; CHIESA & *alii*, 1990) costituisce un ottimo termine di riferimento per la morfogenesi olocenica. Questo terrazzo è infatti uno dei più estesi e meglio preservati all'interno delle valli in esame. Nell'Olocene, in seguito alla diminuzione del carico solido conseguente la progressiva riforestazione dei versanti, iniziano processi di approfondimento che condurranno all'attuale posizione dell'alveo. Dato il limitato apporto detritico dai versanti, durante l'Olocene antico, è verosimile che il carico solido derivi prevalentemente dalla riela borazione dei materiali alluvionali più antichi.

I dati in nostro possesso sulle dinamiche pre-industriali, sono relativamente scarsi. Recentemente un tronco subfossile di *Ulmus laevis*, datato $4\ 000 \pm 35$ B.P., è stato segnalato lungo il Foglia, poco ad ovest di Pesaro (BEDOTTI, 1989). Nei medesimi livelli, ad oltre 7 m dal piano di campagna, sono stati rinvenuti ciottoli spiaggiati e perforati da litodomi. Nelle vicinanze è stato rinvenuto un altro tronco di *Ulmus*, ad 11,5 m dal piano di campagna, datato $10\ 090 \pm 80$ B.P. (GORI 1988).

Questi rinvenimenti suggeriscono che le foci dei fiumi attuali erano occupate da ampi golfi sino all'epoca romana come ipotizzato da SPERANZA (1934). Sino al Basso Medioevo (1 200-1 300), il mare si internava infatti nella valle del Chienti e dell'Ete Vivo e del Tesino, dove giungeva ad oltre 750 metri dalla linea di costa attuale. Un approdo ai piedi del versante costiero, era presente nei pressi di Torre di Palme. In posizione analoga nei pressi di Cupramarittima, è presente una villa romana con ninfeo ANNIBALDI (1959).

Molti dei fiumi marchigiani, come ad esempio l'Esino, l'Aspio, il Musone, il Potenza e, verosimilmente, an-

che il Tronto, sono stati «navigabili» per ampi tratti, sino al secolo XV. La crescita della cimosa costiera si sarebbe dunque verificata in epoca relativamente recente, verosimilmente dopo il 1 400 (BULL, 1944). Questa forte sedimentazione costiera sarebbe continuata sino alla fine dell'800 quando, ad una ridotta velocità di arretramento, segue una più intensa erosione che proseguirà con brevi interruzioni sino ai giorni nostri (ALBANI, 1933; BULL, 1944; GENTILI & PAMBIANCHI, 1987).

Altri dati sull'assetto geomorfologico dei fiumi marchigiani, in epoca storica, si desumono dal rinvenimento, all'interno delle alluvioni oloceniche dell'Esino, di numerosi resti lignei di *Ulmus minor* (27%), *Populus* sp. (20%), *Quercus* sec. *robur* (42%), *Quercus ilex* (7%), *Quercus cerris* (3,5%), e *Fraxinus angustifolia* (0,5%) (BIONDI & COLTORTI, 1982). Tali resti non hanno mai fornito datazioni radiometriche più antiche del 2 000 B.P. Tronchi fossili sono stati rinvenuti anche lungo il Musone (COLTORTI & *alii*, 1987) ed il Cesano. I sedimenti che contengono tali resti documentano il passaggio da un tracciato meandri-forme ad uno a canali intrecciati e marcano una fase di aggradazione che interrompe, nell'Olocene, la generale fase di incisione.

Anche nei tratti interni di alcuni fiumi marchigiani sono segnalati importanti episodi di aggradazione come nei pressi di Caccamo, dove livelli archeologici del IV-V sec. B.C. sono sepolti da oltre 12 m di sedimenti di cono alluvionale (CALDERONI & *alii*, in stampa). Non lontano dalla foce del Cesano, lungo il Fosso di Monte d'Oro, reperti ceramici del V-VI sec. B.C., sono sepolti da oltre 4 m di alluvioni.

Le cause di queste aggradazioni, riscontrate in tutto il bacino mediterraneo, sono state attribuite alla progressiva eliminazione del manto forestale ed alle conseguenze di processi antropici (SMITH, 1963; VITA-FINZI, 1969; DELANO-SMITH, 1979).

L'evoluzione geomorfologica recente dei fiumi adriatici è stata fatta oggetto di numerosi studi (ALBANI, 1933; BULL, 1944; PELLIGRINI & *alii*, 1980; GENTILI & PAMBIANCHI, 1987; BRAGA & GERVASONI, 1989). I corsi d'acqua marchigiani sono interessati, sin alla fine del secolo scorso, da una generale fase di aggradazione. Successivamente è invece documentata una progressiva inversione di tendenza, analogamente a quanto riscontrato nelle aree costiere. L'approfondimento degli alvei diviene generalizzato a partire dagli anni '50. La rapida riattivazione di questo fenomeno, è stata messa in relazione con le bonifiche, le regimazioni ed i rimboschimenti effettuati nel territorio montano e che avrebbero trattenuto larga parte dei sedimenti che dapprima rifornivano i fondi vallivi. L'attività di cava all'interno degli alvei ha inoltre provocato dapprima l'attivazione di «onde di erosione regressiva di limitata entità» e poi erosione generalizzata del materasso alluvionale e del substrato, anche per oltre 10 m (GENTILI & PAMBIANCHI, 1987). D'altra parte, ai lati degli alvei sono state realizzate, sin dagli anni '30, massicce arginature artificiali che impedendo ai fiumi di erodere le proprie sponde, li hanno costretti ad incidere il proprio alveo.

IL TRATTO TERMINALE DEL FIUME MISA

L'area che ricade nelle Ortofotocarte Regionali 1:10 000 281070 Senigallia e 281110 Vallone, abbraccia il territorio circostante la città di Senigallia. Il Fiume Misa, nei pressi della foce, presenta un corso tipicamente meandriforme, sebbene irrigidito da imponenti argini artificiali (fig. 2) la cui prima impostazione risale almeno al secolo XVII (GIARRIZZO, 1963). Ai lati dell'alveo attuale sono ben visibili le tracce di antichi meandri, come a sud del «Cortellone». Nei pressi della foce, a nord della città, tracce di meandri si rinvennero sino al F.so di Fontenovo. A sud, dalla zona delle Saline sino al Fosso di Morignana, sedimenti argillosi testimoniano l'esistenza di antiche paludi e stagni costieri.

Le vallecole degli affluenti si presentano fortemente sovralluvionate e sino a tempi recenti sono state periodicamente interessate da esondazioni. All'interno dell'asse vallivo e sul versante prospiciente la costa, a quote più elevate, sono presenti due ordini di terrazzi più antichi attribuibili al Pleistocene medio: le «ghiaie e sabbie de l'Ospeale» e le «ghiaie e sabbie di Palombaretta» (fig. 2). Nei pressi della costa le alluvioni del Pleistocene superiore, come nella maggior parte dei corsi d'acqua marchigiani, si immergono al di sotto della piana attuale (ELMI & *alii*, 1987).

Nell'area compresa tra Senigallia e la foce del Cesano, ai piedi del versante, è presente un terrazzo marino posto a circa 15 m s.l.m. che è stato correlato, per le analogie altimetriche con le «ghiaie e sabbie di Palombaretta». Nel tratto prossimo al Cesano la scarpata, rettilinea ed a margini vivi, corre a circa 350 m dalla costa attuale mentre, da Colonia Angioletti sino al F.so di Fontenovo, si sposta ai piedi del versante, ad oltre 700 m dalla costa. In quest'ultimo tratto, nella piana antistante il terrazzo, sono stati individuati sia dei cordoni litorali che alcune piccole scarpate di erosione marina. Quella più evidente corre sul prolungamento dell'orlo del terrazzo marino citato e, sul medesimo allineamento, più a sud, all'interno della Rocca Malatestiana, sono stati individuati i resti più orientali di frequentazione romana (ORTOLANI & ALFIERI, 1978). A sud della città questa linea di riva è marcata da un cordone litorale, posto a circa 200 m dalla costa attuale, su cui corre la strada statale e sorge la frazione del Ciarnin. Oltre la terminazione meridionale di questo cordone si rinviene nuovamente una scarpata di erosione marina che interessa la parte distale del conoide del Rio di Morignana, alla cui sommità sono presenti materiali romani e del Neolitico superiore (LOLLINI, 1963). È dunque probabile che essa corrisponda alla linea di riva in età romana. Alla foce del Misa sarebbe dunque esistita, già in età romana, un'area deltizia, con stagni e paludi costiere, delimitata a nord e a sud da piccole falesie e protetta, verso mare, da un cordone litorale. La città venne edificata su di una isola fluviale all'interno di quest'area deltizia paludosa.

L'evoluzione recente dell'area è strettamente legata alle vicissitudini della città dopo la sua rifondazione romana intorno al III sec. B.C. ⁽¹⁾. A sud del centro urbano, nell'area paludosa delle Saline, utilizzata nel Medioevo per

l'estrazione del sale, venivano incanalate sino al 1574 le acque del Misa durante le piene. In quest'epoca venne bonificata sia per colmata che per l'apporto di materiali erosi dai versanti, da poco rimessi a coltura (GIARRIZZO, 1963; ORTOLANI & ALFIERI, 1978).

La città è stata sistematicamente interessata dagli eventi di piena, in special modo quando i venti di bora impediscono il rapido deflusso a mare. Dato che effetti disastrosi si avevano dalle piene congiunte del Misa e del Fosso di S. Angelo, un suo affluente di destra, quest'ultimo venne deviato all'interno del Torrente Penna, un antico «taglio di meandro» del Misa, subito a monte della città. In quest'area, nel Medioevo, venne costruito un «Portone» che veniva utilizzato normalmente per le piene del Misa ma che veniva chiuso se queste si verificavano in concomitanza con quelle del S. Angelo. Nel 1910, venne realizzato un canale artificiale che portava direttamente a mare il F.so di S. Angelo. Piene disastrose, malgrado questo espediente, hanno continuato ad interessare la città sino ai nostri giorni.

Alcuni tracciati viari sono persistiti dall'epoca romana ad oggi (BALDETTI, 1987). A nord della città la strada romana correva ai piedi del versante, ubicata quasi interamente al di sopra del terrazzo marino sopraccitato, in posizione riparata dai processi erosivi. A sud della città la strada romana coincide, almeno sino al Rio di Morignana, con la strada delle «saline» che corre al margine interno dell'antica area paludosa. Verso l'entroterra è verosimile che essa corresse sulla sinistra idrografica, ricalcando la via ex Corinaldese, ubicata sui terrazzi alluvionali antichi, oltre i limiti della piana alluvionale olocenica. È probabile che la centuriazione non interessasse il fondovalle, come suggerito da BALDETTI (1987), dato che le continue divagazioni del fiume ne sconsigliavano l'utilizzo, e fosse confinata ai rilievi collinari ed ai terrazzi antichi.

Il porto era ubicato lungo il Misa, al di fuori delle mura. Questo tratto del fiume viene delimitato da argini artificiali e protetto da mura tra il 1450 ed il 1631 (GIARRIZZO, 1963; JACOBELLI & *alii*, 1982). Nel XVI secolo un bastione viene costruito verso Porta Marina, probabilmente per portarsi a ridosso della spiaggia che era in progradazione. Nel 1715 i cannoni, che servivano a fronteggiare le scorrerie dei pirati, vengono addirittura portati alla punta del molo (ANSELMI, 1986). Nel 1734 la linea di riva, ancora ubicata nei pressi della linea ferroviaria, è in fase di rapida aggradazione (ANSELMI, 1986) mentre nel 1847 (JACOBELLI & *alii*, 1982) è sostanzialmente prossima alla posizione attuale.

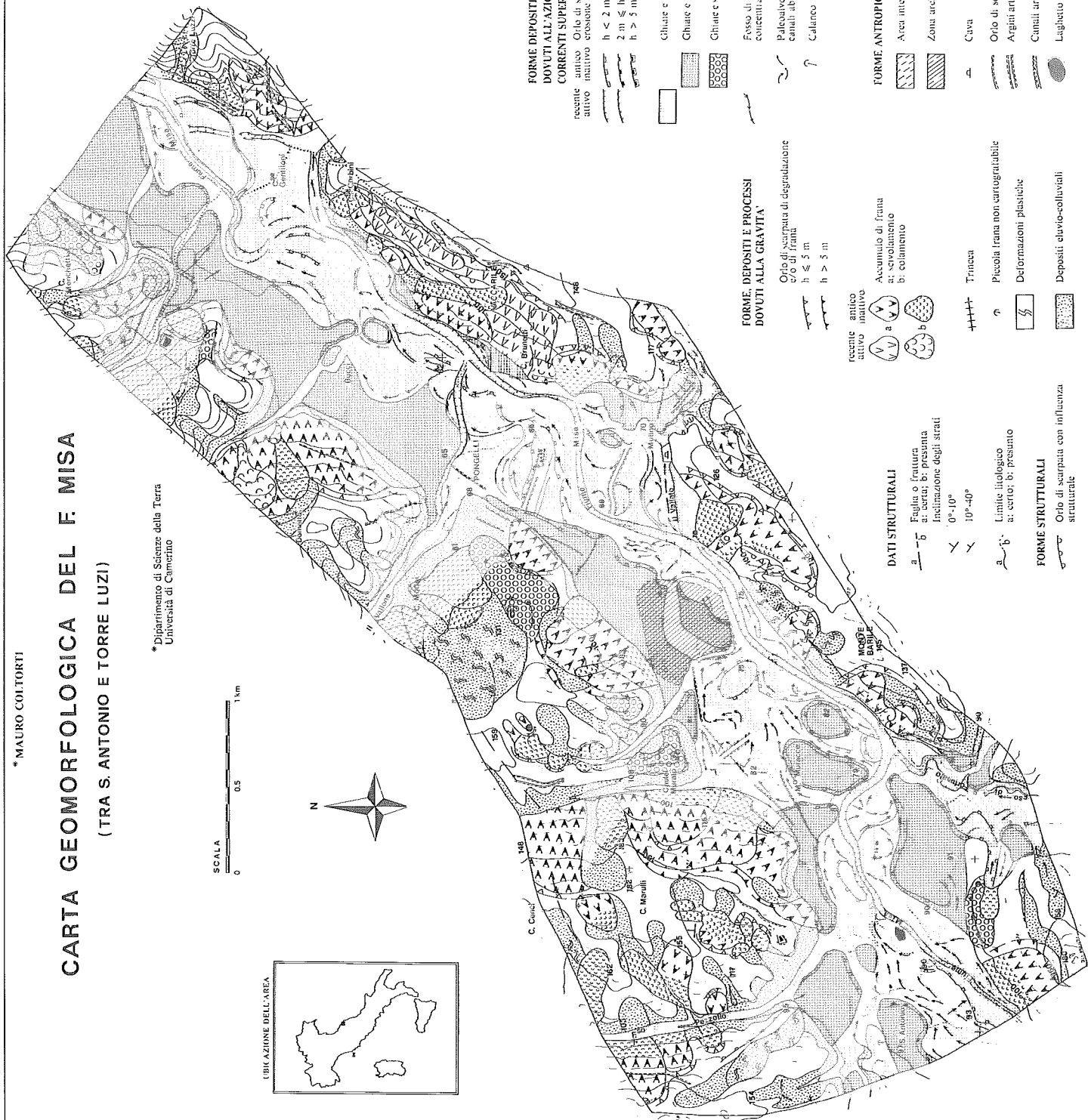
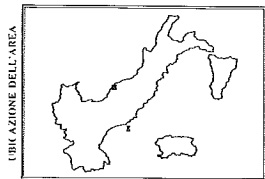
La linea di riva romana, molto arretrata rispetto all'attuale, è dunque mutata poco sino al 1400. Dopo tale momento, che coincide con la ristrutturazione della città e

⁽¹⁾ La città viene dapprima rasa al suolo dai Goti di Alarico nel 409 ed in seguito da Manfredi (1264). La città, circondata da paludi, è nota per il suo clima insalubre e malarico sin dai tempi di Dante e del Boccaccio (GIARRIZZO, 1963). Quasi disabitata per larga parte del medioevo, riprese vigore solo verso la metà del 1400. (GIARRIZZO, 1963; ORTOLANI & ALFIERI, 1978).

* MAURO COLTORTI

CARTA GEOMORFOLOGICA DEL F. MISA (TRA S. ANTONIO E TORRE LUZI)

* Dipartimento di Scienze della Terra
Università di Camerino



FORME DEPOSITI E PROCESSI DOVUTI ALL'AZIONE DELLE ACQUE
CORRENTI SUPERFICIALI
recente attivo
recente inattivo
Orlo di scarpata di erosione fluviale
h < 2 m
2 m ≤ h ≤ 5 m
h > 5 m

Chiusa e valbre del F. Misa
Chiusa e valbre di *Ostra Anissa*
Chiusa e valbre di *Casteri Mirazio*

Fosso di invecchiamento
Pallozzoli e canali abbandonati
Calanco

FORME DEPOSITI E PROCESSI DOVUTI ALLA GRAVITA'
Orlo di scarpata di degradazione
Orlo di frana
h ≤ 5 m
h > 5 m

recente attivo
recente inattivo
Accumulo di frana
a: scivolamento
b: colamento

Trincea
Piccola frana non cartografabile
Deformazioni plastiche
Depositi eluvio-colluviali

DATI STRUTTURALI
Faglia o frattura
a: certa; b: presunta
Inclinazione degli strati
0°-10°
10°-40°

Limite litologico
a: certo; b: presunto
FORME STRUTTURALI
Orlo di scarpata con influenza strutturale

FORME ANTROPICHE
Aree intensamente urbanizzate
Zona archeologica
Cava
Orlo di scarpata artificiale
Argini artificiali e rilevati stradali
Canali artificiali
Laghetto artificiale

Fig. 3 - Carta geomorfologica del F. Misa (tra S. Antonio e Torre Luzzi).

la rioccupazione intensiva delle campagne, con disboscamenti intensivi di ampie aree boschive (GIARRIZZO, 1963; ORTOLANI & ALFIERI, 1968), è documentato una rapida avanzata della linea di riva che proseguirà sino alla fine del 1800. Dato che nel 4000 B.P. ampie insenature occupavano la foce dei fiumi si deve ipotizzare la presenza di una importante fase di sedimentazione preromana che condurrà alla formazione di un cordone litorale che sembra persistere, con poche mutazioni, fino in epoca romana. È verosimile che questo elemento morfologico sia nato durante l'età del Bronzo finale e l'età del Ferro, come conseguenza dell'erosione del suolo a seguito delle pratiche agro-pastorali, come anche i rinvenimenti del vicino F.so di Monte d'Oro prima citati, sembrano suggerire.

UN TRATTO MEDIANO DEL FIUME MISA

L'area presa in esame è ubicata nelle Ortofotocarte Regionali a scala 1:10 000, 292010 Barbara, 292020 Beldere Ostrense e 281140 Ostra. La valle, orientata in direzione SO-NE, nel tratto considerato presenta una larghezza

quasi costante di circa un chilometro (fig. 3). I versanti sono occupati da numerosi movimenti gravitativi di varia tipologia, sia attivi che non-attivi; sono inoltre presenti numerosi terrazzi, il più antico dei quali, conservato in sinistra idrografica, a circa 56 m sull'alveo, corrisponde alla sommità deposizionale delle «ghiaie e sabbie di Castel Murato», attribuite al II ordine (SERV. GEOL. D'ITALIA, 1966).

Il terrazzo corrispondente alla sommità deposizionale delle «ghiaie e sabbie di Ostra antica» (III ordine *Auctt.* Pleistocene superiore) è ubicato a circa 15 m sull'alveo attuale. Esso è molto esteso sulla sinistra idrografica mentre sulla destra ne sono conservati solo limitati lembi, sufficienti però a stabilire come anticamente occupasse larga parte dell'asse vallivo.

Tra l'alveo attuale ed il terrazzo pleistocenico sono presenti numerosi terrazzi «minori» inquadrabili in 5 fasi principali (fig. 4). Il tracciato attuale del Misa (fase 1) è irregolare e marcato da curve in cui la lunghezza predomina sempre sulla larghezza. Solo un meandro è presente nei pressi di C. Bucci con un'ansa di circa 120-130 m di raggio. L'alveo, incassato di vari metri nelle proprie alluvioni, presenta una larghezza compresa tra 30 e 70 m.

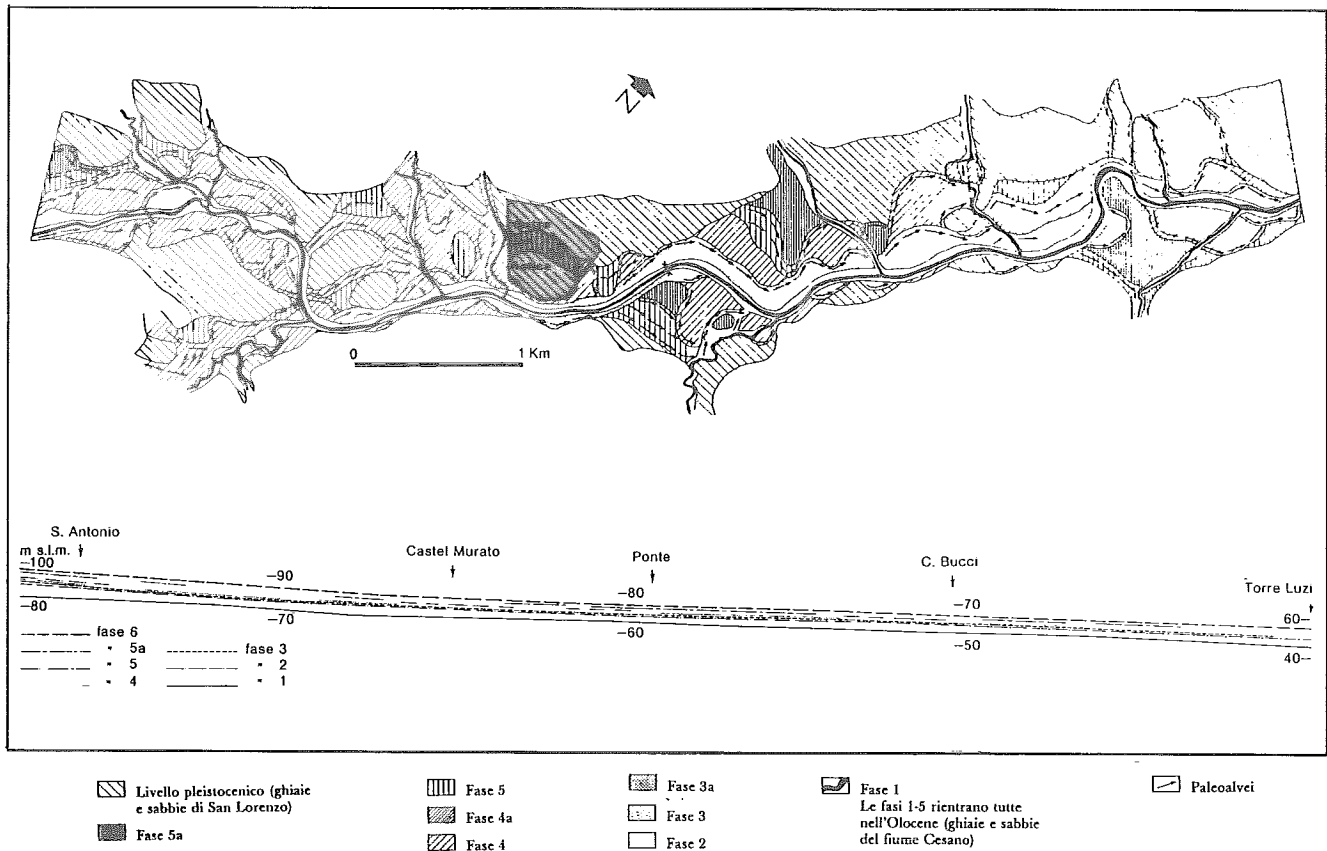


FIG. 4 - Suddivisione delle varie fasi dell'evoluzione valliva lungo il Misa (desunta dalla fig. 3): 1, piana alluvionale attuale; 2, piana alluvionale degli anni 50; 3, piana alluvionale all'inizio del secolo; 4 e 5, piane alluvionali pre-romane; 6, piana alluvionale tardo-pleistocenica; tracciato viario romano. È molto evidente il progressivo restringimento dell'alveo. In basso viene riportato il profilo longitudinale del tratto in esame del Misa e dei vari terrazzi «minori» presenti tra la fase 6, corrispondente al Pleistocene superiore e l'alveo attuale. Si noti l'elevata entità dell'approfondimento recente dell'alveo.

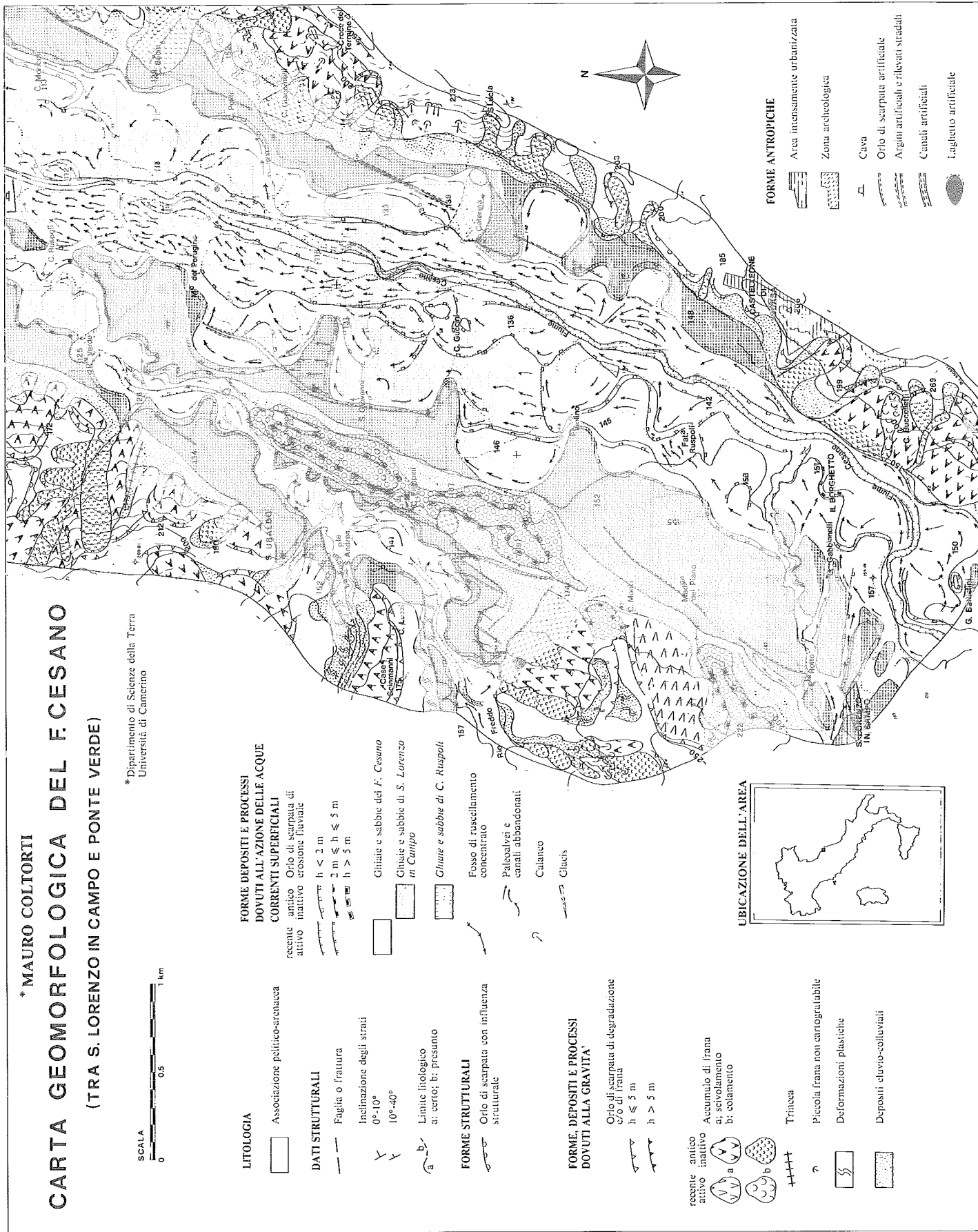


Fig. 5 - Carta geomorfologica del F. Cesano (tra S. Lorenzo in Campo e Ponte Verde).

La piana alluvionale posta al di sopra dell'alveo attuale (fase 2) presenta una larghezza compresa tra 60 e 100 m ed è composta da sedimenti ciottolosi e subordinatamente sabbiosi. Essa è delimitata su entrambi i lati da scarpate fresche e discretamente rettilinee. In alcuni tratti, verso l'alveo attuale, sono presenti alcuni pennelli laterali o trasversali che indicano come, localmente, sino agli anni '50, questa zona corrispondesse al letto straordinario della piana attuale. Questo corso ricalca quello del letto attuale, anche se è ubicato a quote mediamente più elevate e presenta una maggior estensione laterale (fig. 4).

Pochi metri al di sopra di questa unità ne è presente un'altra, con caratteristiche granulometriche simili alla precedente (fase 3). Il tracciato che essa individua è a canali intrecciati e la larghezza della piana può raggiungere i 300 metri. Le scarpate che la delimitano hanno talora un andamento più irregolare a suggerire un maggior numero di divagazioni laterali dell'alveo.

Tra questo momento e la piana pleistocenica sono presenti varie unità terrazzate, la cui quota, conformazione e caratteristiche sedimentologiche, differiscono di poco. Le scarpate che le delimitano hanno margini discretamente arrotondati ed il loro andamento, talora a «ferro di cavallo», testimonia la presenza di antichi meandri. Questi hanno disseccato, anche fortemente, la piana alluvionale tardo-pleistocenica lasciando, al loro interno, vari isolotti posti a quote variabili sulle unità più recenti. All'interno di questi canali sono presenti sedimenti sia ciottolosi che decisamente fini, limoso-argillosi. In analogia con quanto riscontrato lungo il Cesano, sulla base dei rapporti altitudinali tra le varie superfici terrazzate, è stato tentato un loro inquadramento in due fasi (fase 4 e 5) (fig. 4). Data la difficoltà di correlazione tra un versante e l'altro della valle e, lungo la valle, tra elementi geomorfologici variamente disseccati, lungo il Misa tale divisione interessa un processo più o meno continuo.

La città di Ostra antica ⁽²⁾ venne edificata sulla sinistra idrografica, alla sommità di un terrazzo fluviale tardo-pleistocenico. Essa era protetta a sud dal Misa, ad ovest ed a nord da depressioni morfologiche create da paleoalvei, attribuiti alla fase 4 e 5. Sporadici reperti neo-eneolitici e romani, rinvenuti alla sommità di questi paleoalvei, testimoniano che il loro modellamento è precedente a questo momento. Non è però escluso che il paleoalveo occidentale, appartenente alla fase più recente, fosse ancora attivo, almeno nelle fasi insediative più antiche. Il canale alimentatore delle Terme infatti sembra provenisse da questa direzione e non da un tracciato fluviale simile all'attuale (VIRZI, com. pers.).

La strada romana, ben visibile in foto aerea, è ubicata sulla sinistra idrografica al di sopra del terrazzo pleistocenico (fig. 4), suggerendo come larga parte della piana alluvionale fosse periodicamente esondata.

⁽²⁾ Questa città, nata come piccolo nucleo di abitazioni intorno al III sec. B.C., si è notevolmente espansa intorno al I sec. B.C.. Essa viene distrutta dai Goti di Alarico nel 409 e probabilmente abbandonata completamente durante l'Alto Medioevo (ALFIERI, 1983).

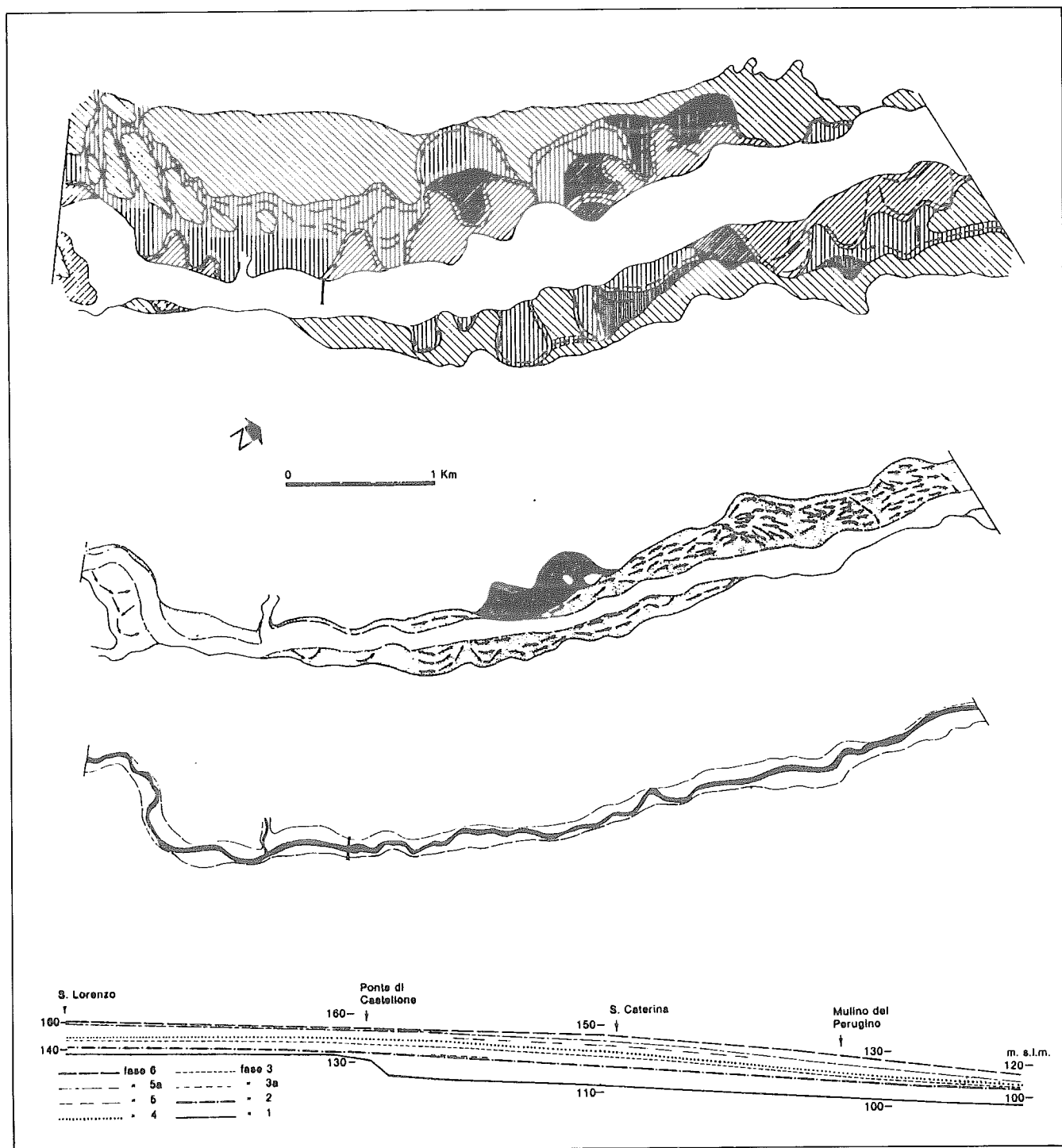
L'area esaminata è compresa nell'Ortofotocarta Regionale in scala 1:10 000, 280160 S. Lorenzo in Campo. La valle del Fiume Cesano è qui orientata SSO-NNE e presenta una larghezza di oltre 1 km (fig. 6). I versanti dell'area sono occupati da numerosi movimenti gravitativi di varia tipologia, molti dei quali attivi. Data la presenza di banconi arenacei variamente inclinati, si sono inoltre sviluppate scarpate di erosione selettiva (p.e. a Castelleone di Suasa). Il terrazzo più antico, corrispondente alla sommità deposizionale delle «ghiaie e sabbie di C. Ruspoli», genera sul crinale in sinistra idrografica, un'ampia superficie spianata a circa 80 m sull'alveo attuale. Questi sedimenti sono stati attribuiti al I ordine (SERV. GEOL. D'ITALIA, 1966), ma secondo lo scrivente rappresentano l'unità terrazzata di II ordine.


Più in basso sono presenti le «ghiaie e sabbie di S. Lorenzo in Campo», costituite quasi esclusivamente da sedimenti ciottolosi, la cui superficie sommitale di deposizione, ben riconoscibile su entrambi i lati della valle, è ubicata a circa 25-30 m sull'alveo attuale. Il raccordo con il versante è netto e discretamente rettilineo a confermare, unitamente alle strutture sedimentarie, la sua deposizione in un regime a canali intrecciati. Questa unità è stata precedentemente attribuita al II ordine (SERV. GEOL. D'ITALIA, 1966), ma l'assenza di suoli fersiallitici, dei fenomeni di cementazione ad essi associati, o di manufatti del Paleolitico medio e la presenza di suoli bruni, hanno permesso la loro attribuzione al Pleistocene superiore.

Tra questo terrazzo e l'alveo attuale sono stati individuati numerosi terrazzi «minori» posti a quote variabili sul fondovalle, la cui evoluzione è stata ricondotta a 5 fasi principali. Sono però presenti evidenze di passaggi gradualmente da una fase all'altra, in special modo per quello che riguarda i momenti più antichi.


L'alveo attuale, (fase 1, fig. 6) è posto a quote variabili tra 135 m all'altezza di S. Lorenzo e 95 m a C. Moricoli, ha un andamento quasi perfettamente rettilineo. La larghezza dell'alveo, che si presenta incassato di oltre 10 m nelle proprie alluvioni, raramente supera i 70 m. All'interno dell'alveo sono presenti barre ciottolose laterali e longitudinali di modesta estensione. In alcuni casi (p.e. a valle del ponte di Castelleone) affiora il substrato. Le numerose briglie trasversali hanno generato un profilo longitudinale a gradini. Alcune di esse sono ubicate in corrispondenza del Ponte di Castelleone, per impedire che l'erosione continui ad interessare il ponte stesso, già sottofondato per oltre 8 m. Oggigiorno l'approfondimento in alveo è ridotto a monte del ponte, mentre è molto intenso a valle. L'età post anni '50 di questa forte erosione in alveo è stata documentata anche da alcune testimonianze orali raccolte durante il rilevamento.


Al di sopra della scarpata che delimita l'alveo attuale è presente una superficie pianeggiante seguibile attraverso tutta l'area esaminata (fase 2). Le quote di questa unità variano da 142 m s.l.m. nei pressi di S. Lorenzo in Campo ai 107 m nella valle più orientale dell'area. Il profilo




 Livello pleistocenico (ghiaie e sabbie di San Lorenzo)


 Fase 5a


 Fase 5

 Fase 4a

 Fase 4

 Fase 3a

 Fase 3

 Fase 2

 Fase 1

Le fasi 1-5 rientrano tutte nell'Olocene (ghiaie e sabbie del fiume Cesano)

 Palcoalvei

Fig. 6 - Suddivisione delle varie fasi dell'evoluzione valliva lungo il Cesano (desunta della fig. 5). I simboli sono i medesimi della fig. 2. In questa figura le varie fasi sono state separate nello spazio per evidenziare le differenze di tracciato e di estensione tra il Pleistocene superiore e l'attuale. In basso viene riportato il profilo longitudinale dell'alveo attuale e della sommità dei vari terrazzi minori lungo il tratto in esame. Data la maggior estensione del bacino lo spessore delle alluvioni è più elevato che lungo il Misa e le varie fasi sono meglio suddivisibili.

di equilibrio ricostruito mostra pendenze dello 0,28 ‰ nel tratto a monte del ponte, 0,7 ‰ tra il ponte e S. Caterina e 0,8 ‰ tra questa località e il Mulino del Perugino. L'estensione laterale di questa piana, delimitata verso i terrazzi più antichi da scarpate di 3-8 m di altezza, si aggira sui 150 m. Nella parte medio-alta sono talora presenti decine di metri di alluvioni prevalentemente ciottolose, a stratificazione incrociata concava o piana a basso angolo. Queste si intercalano a livelli sabbioso-limosi nella parte mediana, mentre in quella inferiore affiorano intercalazioni argillose decimetriche, anche di varie decine di metri di estensione laterale, talora contenenti resti paleobotanici (tronchi, rami, foglie, semi, ecc.). Questa sequenza presenta una chiara analogia con quella riscontrata lungo l'Esino (BIONDI & COLTORTI, 1982). Si osserva, infatti, il passaggio da una piana alluvionale dove si aveva la presenza di stagni e paludi, anche all'interno di «meandri abbandonati», ad una piana dove il carico solido diviene progressivamente più grossolano. Questa superficie, la cui estensione laterale è quasi doppia dell'attuale, rappresenta la piana alluvionale immediatamente anteriore agli anni '50.

Le tracce di un più antico percorso fluviale (fase 3) sono presenti a quote di poco superiori, anch'esso delimitato verso i fianchi vallivi da scarpate di vari metri di altezza. In taluni casi il dislivello tra questa unità e quella prima descritta si realizza tramite una serie di scarpatine subparallele che indicano, accanto ad una migrazione laterale, un progressivo approfondimento. La larghezza di questa piana varia da 200 m, in località Borghetto, a 500 m nei pressi del Mulino del Perugino, con notevoli variazioni lungo l'asse vallivo. A questo livello si raccorda anche un paleoalveo del T. Nevola che confluisce in destra idrografica, nei pressi del limite meridionale dell'area esaminata. In superficie affiorano prevalentemente sedimenti ciottolosi anche grossolani. In foto aerea, alla sommità di questa unità morfologica, sono state riconosciute barre longitudinali, laterali e linguoidi, ciottolose, a testimoniare un regime a canali intrecciati. L'elevata estensione laterale e la relativa uniformità delle quote medie indica frequenti esondazioni ed un elevato carico solido all'interno dell'alveo. I sedimenti depositati in regime meandriforme, rinvenuti nella parte bassa della precedente unità, precedono verosimilmente anche questa fase. La fase 2 rappresenterebbe dunque solamente un evento minore di chiusura e di rapido approfondimento della fase 3 che prelude al corso attuale.

Pochi metri al di sopra dell'unità 3, in sinistra idrografica nei pressi di C. Guccini, sono presenti alcuni paleoalvei (fase 3a). Essi sono delimitati da scarpate a margini freschi che incidono, per oltre 5 m, la piana più antica e si presentano dunque isolati dall'alveo attuale. La loro larghezza è di circa 100 m e presentano un andamento convesso, quasi dei meandri abbandonati. I sedimenti fini presenti alla loro sommità confermano tale interpretazione. È verosimile che essi rappresentino un momento di transizione tra questi ed i materiali rinvenuti alla base delle fasi 2 e 3, prima della generale aggradazione che ha interessato questo corso d'acqua.

Lungo il Cesano è facilmente realizzabile una suddivisione dei corsi a meandro (fase 4 e 5). Sulla sinistra idrografica, infatti, la fase più antica, di poco incassata nella piana tardo-pleistocenica, è caratterizzata dal modellamento di meandri di lunghezza ed ampiezza talora superiore ai 500 m. Nei momenti che seguono, sia in sinistra che in destra idrografica, sono invece presenti meandri con lunghezza raramente superiori ai 300-400 m. Purtroppo non sono state individuate sezioni all'interno di questi canali, benché in superficie siano sovente presenti materiali fini anche discretamente pedogenizzati. I profili longitudinali delle sommità deposizionali di queste fasi mostrano come esse siano prossime alla piana pleistocenica nell'area più interna mentre se ne distanziano progressivamente verso mare verosimilmente in seguito a processi di erosione regressiva (fig. 8).

La città di Suasa, che ha vissuto analoghe vicende storiche di Ostra antica (ALFIERI, 1983) è ubicata alla sommità sia del terrazzo pleistocenico che di un evidente meandro incassato di qualche metro al suo interno (fase 5). La strada di Pian Volpello, che ricalca quella romana, presenta analoghe caratteristiche. La fase 5 è attribuibile all'Olocene antico dato che sporadici reperti neo-eneolitici sono stati rinvenuti in superficie nei pressi della Fattoria Ruspoli e del Mulino del Perugino. Le sequenze di meandro riscontrate al di sotto della fase 2 e 3, in analogia con quanto osservato lungo l'Esino, inquadrano l'inizio dei cambiamenti che condurranno all'instaurarsi di un corso a canali intrecciati dopo il 2 000 B.P.

UN TRATTO MONTANO DEL FIUME MUSONE

Al fine di confermare la sequenza di eventi riscontrati lungo i Fiumi Misa e Cesano, è stato effettuato il rilevamento geomorfologico di un tratto dell'alto bacino del Musone. Il tratto medio-terminale di questo bacino presenta caratteristiche geomorfologiche simili a quelle dei corsi d'acqua in esame (COLTORTI & *alii*, 1987). L'area ricade nell'Ortofotocarta Regionale, scala 1:10 000, 302020 Apiro.

Data la ristrettezza dell'asse vallivo e la notevole energia del rilievo, gli accumuli di frana sono numerosi e di notevole estensione. Un unico terrazzo pleistocenico è presente sui fianchi vallivi. Le caratteristiche geomorfologiche, pedologiche e manufatti del Paleolitico superiore, rinvenuti al suo interno poco più a valle (SILVESTRINI, comunic. personale) permettono la sua attribuzione al Pleistocene superiore. La sommità, ubicata a 350 m s.l.m. nella parte più montana e 320 m, due chilometri più a valle, è sospesa di circa 15 sul fondovalle.

L'alveo attuale presenta un andamento irregolare dove a tratti rettilinei si alternano meandri. All'interno dell'alveo, di larghezza raramente superiore ai 20 m, affiora frequentemente il substrato litoide costituito da sequenze arenaceo-pelitiche. I sedimenti sono ciottolosi e sabbiosi, come quelli segnalati più a valle (TAZIOLI & *alii*, 1989).

Tra il terrazzo pleistocenico e l'alveo attuale (fase 1), sono presenti 3 terrazzi «minori». La piana alluvionale, ubi-

cata pochi metri al di sopra dell'alveo attuale, (fase 2) può raggiungere i m 150 di larghezza. Sedimenti ciottolosi presenti in superficie testimoniano, in un recente passato, un carico solido maggiore dell'attuale. Al suo interno sono presenti numerosi meandri abbandonati. Dato che parte di questa piana viene tuttora esondata, i meandri sono stati attivi sino in tempi recenti.

I «terrazzi minori» modellatisi durante le fasi 3 e 4, in seguito all'approfondimento di meandri, presentano limitati depositi costituiti da sedimenti ciottolosi misti a sedimenti fini. Al di sopra di un lembo di terrazzo della fase 4, è stato rinvenuto un insediamento dell'età del Bronzo, mentre su di un terrazzo della fase 3 è presente una villa rustica di età romana.

Lungo questo tratto del Musone è dunque testimonianza un continuo approfondimento dell'alveo in regime meandriforme sino a tempi prossimi all'attuale. Solo l'alveo attuale mostra infatti caratteristiche intermedie tra un corso rettilineo ed uno a meandri. Mancano cioè le fasi 2 e 3 rivenute lungo il Misa ed il Cesano, contraddistinte da una progressiva aggradazione in regime a canali intrecciati della relativa piana alluvionale.

CONCLUSIONI

I pochi dati posseduti suggeriscono che la linea di riva nel 4 000 B.P. era notevolmente più arretrata dell'attuale. La costa era caratterizzata da una falesia viva che incideva sia il substrato che sporadici lembi di terrazzi marini di età incerta. Il mare si spingeva all'interno delle valli e creava delle baie più o meno ampie. Questa conformazione ha già subito un'importante modificazione in epoca romana, dato che alla foce del Misa, un corso d'acqua relativamente piccolo, era già nato un cordone litorale che isolava verso l'interno stagni, paludi costiere ed isolotti. I materiali trasportati a mare, sono prevalentemente fini, in accordo con l'ipotesi che essi derivino dall'erosione del suolo come conseguenza degli intensi disboscamenti effettuati durante l'età del Bronzo e del Ferro, come segnalato in varie parti del bacino mediterraneo (VITA-FINZI, 1969; DELANO-SMITH, 1979). Una più importante aggradazione della linea di costa è documentata alla foce del Misa, ed in larga parte dei corsi d'acqua marchigiani, tra il 1 400 e la fine del 1 800.

Nei tratti più interni delle valli del Misa e del Cesano sono state individuate 5 differenti fasi del modellamento comprese tra l'alveo attuale e la sommità deposizionale dell'unità tardo-pleistocenica. Queste fasi sono caratterizzate da un progressivo restringimento dell'alveo che, dai momenti più antichi, quando abbracciava quasi l'intero asse vallivo, giunge oggi ad appena 50-70 metri. Unico momento di evidente espansione, si verifica in corrispondenza della fase 3.

La fase 5 è certamente più antica del 5 000-6 000 B.P., data la presenza di manufatti neo-eneolitici in superficie. La fase 4 è anch'essa pre-romana, mentre la fase 3 marcherebbe il progressivo aumento del carico solido all'interno dell'alveo ed il passaggio da un regime a meandri ad

uno a canali intrecciati. Questo fenomeno, iniziato dopo l'epoca romana, si sviluppa prevalentemente tra il 1 400 e la fine del 1 800. La crescita di una piana alluvionale a canali intrecciati è attribuita alle conseguenze dell'erosione del suolo innescata dalle pratiche agricole diffuse su ampia scala dopo il Medioevo (SMITH, 1963; POUND, 1973 e 1979). Agli interventi antropici è da attribuire anche il rapido approfondimento dell'alveo che, nel medio corso del Misa e del Cesano, in poco più di mezzo secolo, ha raggiunto valori paragonabili a quelli realizzati tra il tardo-glaciale e l'età romana.

Le fasi di aggradazione post romana non sono presenti nell'alto corso del Musone. L'incisione dell'alveo in un regime a meandri, come si verificava nell'Olocene antico, quando non si erano manifestati gli effetti dell'antropizzazione, sembra aver subito solo in tempi recenti qualche lieve cambiamento. I materiali provenienti dalla degradazione dei versanti montani, in seguito al disboscamento e all'utilizzo agricolo, non sembrano dunque responsabili della generale fase di aggradazione che ha interessato il tratto medio-terminale delle valli. Tale aggradazione è, verosimilmente, la conseguenza della degradazione dei versanti collinari ubicati su terreni pelitico-arenacei più facilmente erodibili.

I tratti montati sarebbero dunque ancora quasi in equilibrio con condizioni ecosistemiche «naturali» che, nei corsi d'acqua attuali, sarebbero testimoniate dalla presenza di un corso a meandri. Un regime a canali intrecciati denota infatti la presenza, all'interno dell'alveo, di un elevato carico solido che, durante l'Olocene, nell'Italia peninsulare, sembra poter essere attribuito prevalentemente alle conseguenze della rexistasia antropica.

L'approfondimento delle valli in un contesto a meandri ha caratterizzato probabilmente anche i precedenti interglaciali ma, nella regione, prima dell'Olocene, sono segnalati solamente terrazzi climatici. È dunque probabile che alcuni terrazzi minori, modellati durante precedenti interglaciali, siano presenti ma attendano una appropriata attribuzione.

Le cronologie degli eventi riscontrati non sembrano essere influenzate dai mutamenti climatici olocenici noti ed anzi, le importanti variazioni dell'Olocene antico, sembrano non aver prodotto mutamenti di regime apprezzabili. Solamente l'aumento di carico solido, che conduce alla formazione di un cordone litorale, si colloca in prossimità dei mutamenti climatici verificatisi tra il Boreale ed il Subatlantico, intorno al 2 500 B.P. Le più importanti variazioni di regime riscontrate iniziano inoltre in momenti precedenti la «Piccola Glaciazione» (LE ROY LADOURIE, 1982). Sembra dunque che le principali modificazioni geomorfologiche riscontrate siano state indotte dall'uomo anche se i loro effetti possono essere stati accentuati dalla concomitanza di mutamenti climatici.

BIBLIOGRAFIA

ALBANI D. (1933) - *Indagine preventiva sulle recenti variazioni della linea di spiaggia delle coste italiane*. C.N.R. Comit. Naz. Geogr., Roma, 93 pp.

- ALESSIO M., ALLEGRI L., COLTORTI M., CORTESI C., DEIANA G., DRAMIS F., IMPROTA S. & PETRONE V. (1979) - *Depositi tardowurmiani nell'alto bacino dell'Esino. Datazione al 14C*. Geogr. Fis. Dinam. Quat., 2, 203-205.
- ALFIERI N. (1983) - *Le Marche e la fine del mondo antico*. In: «Istituzioni e società nell'alto medioevo marchigiano», Ancona, 9-34.
- ANNIBALDI G. (1959) - *Senigallia; Cupramarittima*. Encicl. Arte Antica, Treccani Ed., 273.
- ANSELMIS S. (1986) - *Soldati, corsari e regine nella Senigallia del settecento (1707-1739)*. Comune di Senigallia, 107 pp.
- BALDETTI E. (1987) - *Centuriazione e viabilità nelle basse valli del Misa e del Cesano*. Atti Mem. Dep. Storia Patria per le Marche, 89-91.
- BEDOSI B. (1989) - *Il tronco fossile olocenico di Villa S. Martino (PS)*. Riassunti Conv. «Morfogenesi e stratigrafia dell'Olocene», 40-41.
- BIONDI E. & COLTORTI M. (1982) - *The Esino flood plain during the Holocene*. Abstr. 11th INQUA Congr., Moscow, 3, 45.
- BOCCALETTI M., CALAMITA F., CENTAMORE E., CHIOCCHINI U., DEIANA G., MORATTI G., MICARELLI A. & POTETTI M. (1986) - *Evoluzione dell'appennino tosco-umbro-marchigiano durante il Neogene*. Giorn. Geol., ser. 2, 48, 227-233.
- BRAGA G. & GERVASONI S. (1989) - *Evolution of the Po River: an example of the application of historic maps*. In «Historical change of large alluvial rivers: Western Europe. John Wiley, New York, 113-126.
- BULI M. (1944) - *Le spiagge marchigiane*. C.N.R. Comit. Naz. Geografia, Roma, 95-147.
- CALAMITA & DEIANA G. (1986) - *Evoluzione strutturale neogenico-quaternaria dell'Appennino umbro-marchigiano*. In «La geologia delle Marche», Studi Geol. Camerti, Num. spec., 91-98.
- CALDERONI G., COLTORTI M., CONSOLI M., FARABOLLINI P., DRAMIS F., PAMBIANCHI G. & PERCOSSI E. (1989) - *Degradazione dei versanti e sedimentazione nei pressi di Borgiano (Appennino marchigiano) nell'Olocene*. Mem. Soc. Geol. It., 42, 1-11.
- CANTALAMESSA G., CENTAMORE E., CHIOCCHINI U., COLALONGO M. L., MICARELLI A., NANNI T., PASINI G., POTETTI M. & RICCI LUCCHI F. (1986) - *Il Plio-Pleistocene delle Marche*. In «La Geologia delle Marche», Studi Geol. Camerti, Num. spec., 61-81.
- CASTIGLIONI B. (1933) - *Valli sopralluvionate e deviazioni fluviali in Abruzzo e Piceno*. Boll. R. Soc. Geogr. It., ser. 6, 10, 642-660.
- CHIESA S., COLTORTI M., CREMASCHI M., FERRARIS M. & PROSPERI L. (1990) - *Loess Sedimentation and Quaternary Deposits in the Marche Province*. In «The Loess in Northern and Central Italy: a loess basin between the Alps and the Mediterranean regions», Procc. INQUA Excurs., Milano, 103-130.
- CILLA G. (1991) - *Forme e depositi alluvionali terrazzati nell'alto bacino dell'Esino*. Fac. Sc. M. F. Nat., Univ. Camerino, 270 pp. (Tesi di laurea ined.).
- COLTORTI M. (1981) - *Lo stato attuale delle conoscenze sul Pleistocene ed il Paleolitico Inferiore e Medio*. I Conv. Beni Ambientali e Culturali delle Marche, Numana, 8-10.5.81, 63-122.
- COLTORTI M., GARZONIO C.A., NANNI T., RAINONE M. & VIVALDA P. (1987) - *Un esempio di degrado ambientale in un bacino delle Marche centrali: il fiume Musone*. Atti I Congr. Int. Geoidrologia, Firenze, 187-212.
- COLTORTI M. & NANNI T. (1987) - *La bassa Vallesina: geomorfologia, idrogeologia, neotettonica*. Boll. Soc. Geol. It., 106, 35-51.
- COLTORTI M., CONSOLI M., DRAMIS F., GENTILI B. & PAMBIANCHI G. (1991) - *Evoluzione geomorfologica delle piane alluvionali delle Marche centro-meridionali*. Geogr. Fis. Dinam. Quat., 14 (in stampa).
- DELANO-SMITH C. (1979) - *Western Mediterranean Europe*. Academic Press, London, 453 pp.
- ELMI G., NESCI O., SAVELLI D. & MALTARELLO G. (1987) - *Depositi alluvionali terrazzati del margine adriatico-appenninico centro-settentrionale: processi geomorfologici e neotettonica*. Boll. Soc. Geol. It., 106, 717-721.
- FRANCAVILLA F., CARLONI G.C. & TONI G. (1975) - *Osservazioni geomorfologiche nella conca alluvionale di Amandola (Ascoli Piceno)*. L'Ateneo Parmense Acta Nat., 11, 639-647.
- GENTILI B. & PAMBIANCHI G. (1987) - *Morfogenesi fluviale ed attività antropica nelle Marche centro-meridionali*. Geogr. Fis. Dinam. Quat., 10, 204-217.
- GIARRIZZO A. (1963) - *Senigallia. Ricerche di geografia urbana*. Boll. Soc. Geogr. It., ser. 9, 4 (9-10), 444-496.
- GORI U. (1988) - *Contributo alla conoscenza della sedimentazione delle alluvioni quaternarie del Fiume Foglia (Marche)*. Geogr. Fis. Dinam. Quat., 11, 121-122.
- JACOBELLI P., MANGANI G. & PACI V. (1982) - *Atlante storico del territorio marchigiano*. Cassa Risparmio Ancona, 1, 315 pp; 2, 242 pp.
- LE ROY LADURIE E. (1982) - *Tempo di festa, tempo di carestia. Storia del clima dell'anno mille*. Einaudi, Torino, 449 pp.
- LIPPARINI T. (1939) - *I terrazzi fluviali delle Marche*. Giorn. Geol., ser. 1, 13, 5-22.
- LOLLINI D. (1963) - *Senigallia, località Saline*. Riv. Sc. Preist., Notiz., 173.
- NANNI T., PENNACCHIONI E. & RAINONE M. (1986) - *Il bacino quaternario marchigiano*. Atti Riun. Gruppo Sedim. C.N.R. Ancona 5-7.6.86.
- ORTOLANI M. & ALFIERI N. (1978) - *Sena Gallica*. In «Una città adriatica. Insediamento, forme urbane, economia, società nella storia di Senigallia», Senigallia, 21-29.
- PELLEGRINI M., PEREGO S. & TAGLIAVINI S. (1980) - *La situazione morfologica degli alvei degli affluenti emiliani del Po*. Min. LL.PP. Magistrato del Po, Parma.
- POUND N.J.G. (1973) - *An historical geography of Europe 450 BC-AD 1330*. Cambridge Univ. Press., Cambridge, 475 pp.
- POUND N.J.G. (1979) - *An historical geography of Europe 1500-1840*. Cambridge Univ. Press, Cambridge, 438 pp.
- SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA (1966) - *Foglio 117 Jesi della Carta Geologica d'Italia scala 1:100.000*.
- SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA (1967) - *Foglio 124 Macerata della Carta Geologica d'Italia scala 1:100.000*.
- SMITH C.T. (1967) - *An historical Geography of Europe before 1800*, Longman, London, 622 pp.
- SPERANZA G. (1934) - *Il Piceno dalle origini alla fine della sua autonomia sotto Augusto*. Ancona, 1.
- TAZIOLI G.S., GARZONIO C.A., PENNACCHIONI E. & VIVALDA P. (1989) - *Trasporto solido e distribuzione granulometrica nei fiumi Esino e Musone nelle Marche*. Atti Convegno Nazionale «Fenomeni di modellazione fluviale», Firenze, 13.10.1989, 1-13.
- VILLA G.M. (1942) - *Nuove ricerche sui terrazzi fluviali delle Marche*, Giorn. Geol., ser. 1, 16, 5-75.
- VITA-FINZI C. (1969) - *The mediterranean valleys. Geological changes in historical times*. Cambridge Univ. Press, Cambridge, 133 pp.