L'evoluzione del paesaggio geologico nell'Appennino bolognese

con note sulle valli del Savena e dello Zena e mini atlante fotografico

FRANCO RICCI LUCCHI

Introduzione

Non vi è certo un unico modo di leggere il paesaggio dal punto di vista geologico: una chiave può essere la morfologia, come risultato del modellamento incessante, a tratti catastrofico, operato dagli agenti esogeni e dalla gravità; un'altra è l'idrogeologia, come studio dell'interazione tra acqua, suolo e rocce; e gli esempi potrebbero continuare. Ovviamente, ogni geologo accentuerà quello o quegli aspetti che più si adattano alla sua competenza e alla sua sensibilità (ivi comprese, perché no, le sue idiosincrasie: ad esempio, potrà prevalere in lui l'«anima» naturalistica o quella tecnico-costruttiva, la tendenza a seguire temi imposti da circostanze e necessità oppure «pallini» di ricerca personale, ecc.).

Ciò che molti non valutano adeguatamente è proprio questa varietà di aspetti della geologia e di ruoli che può svolgere il geologo; da qui nasce, talora, una schematica suddivisione tra «geologi pratici», impegnati professionalmente nel «sociale» e nel «territorio», e geologi «accademici», acchiappafarfalle. È bene dunque precisare (e non si tratta di opinione strettamente personale, poiché c'è lì tutta l'industria petrolifera e mineraria a provarlo) che ogni aspetto della geologia ha rilevanza pratica, inclusa la «ricerca pura» e la geologia di base. Ed è appunto di questa conoscenza fondamentale, ancorata alle indagini sul terreno, che lo scrivente si occupa, non perché disprezzi o sottovaluti terremoti, frane, piene, subsidenza e altri poco piacevoli rischi geologici, ma proprio perché la loro importanza agli effetti antropici richiede che se ne studino e conoscano cause e origini. Per fare ciò, un modo di procedere ancora insuperato, pur se parziale e insufficiente, è quello della geologia classica: osservare. Osservare il paesaggio, cogliere l'«ossatura» geologica con uno «sguardo a raggi X» che attraversi le coperture superficiali cogliendo, sotto di esse, stratigrafia e struttura, scovare affioramenti negli angoli più riposti del terreno, confrontare scale e angolazioni diverse, passare dalla visuale tipo «grandangolare» a quella tipo «tele» e viceversa, e così via. Lo scopo di questa osservazione non è tanto quello di elencare dati e oggetti, quanto di decifrare il messaggio lasciato sulle rocce dagli agenti naturali e dai processi del passato. Viene abbastanza naturale una metafora: il paesaggio (specie in una catena giovane e intagliata dall'erosione come quella appenninica) è come un libro aperto a una certa pagina. Leggendola, cerchiamo di capire cosa c'è scritto nelle pagine precedenti. Dobbiamo perciò trovare degli indizi, un codice, un filo conduttore per ricostruire la «storia» scritta su quel libro (mi piace pensare che ogni libro racconti una storia anche se, magari, è un manuale di orticoltura) o, se si vuole, la storia stessa del libro (chi l'ha scritto, come, quando, perché e per chi).

Fuor di metafora, e per chiudere questa

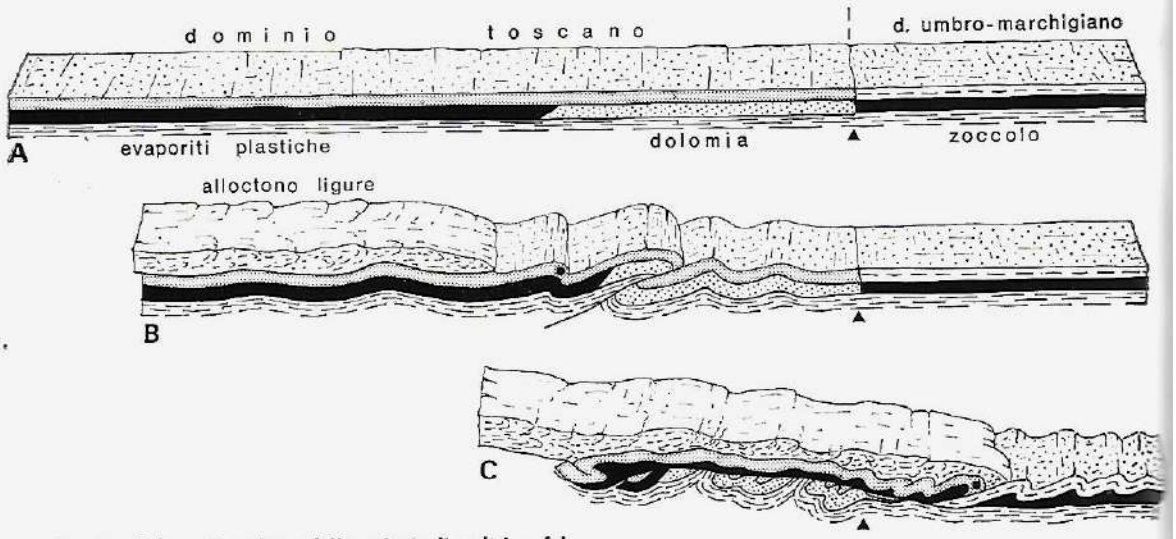


Fig. 1 - Schematizzazione delle principali coltri o falde dell'Appennino settentrionale (modif. da Trevisan & Tongiorgi, La Terra, Torino, 1976). A, ricostruzione palinspastica («stirata») della parte superficiale della crosta nel margine della placca adriatico-africana; B, le unità liguridi ricoprono la parte interna del dominio toscano, mentre quella esterna subisce un accavallamento verso est; C, la fascia toscana interna si è scollata dallo zoccolo a livello delle evaporiti triassiche (plastiche) e forma il «raddoppio» tettonico della serie toscana in corrispondenza delle Apuane, nonché l'accavallamento sulla serie umbro-marchigiana più a est. Le unità liguridi sorpasseranno, in una nuova avanzata, il fronte della coltre toscana indicato dall'asterisco. Le prime sono qui interpretate come una coltre gravitativa a movimento intermittente, la seconda come struttura compressiva (vedi raccorciamento crostale).

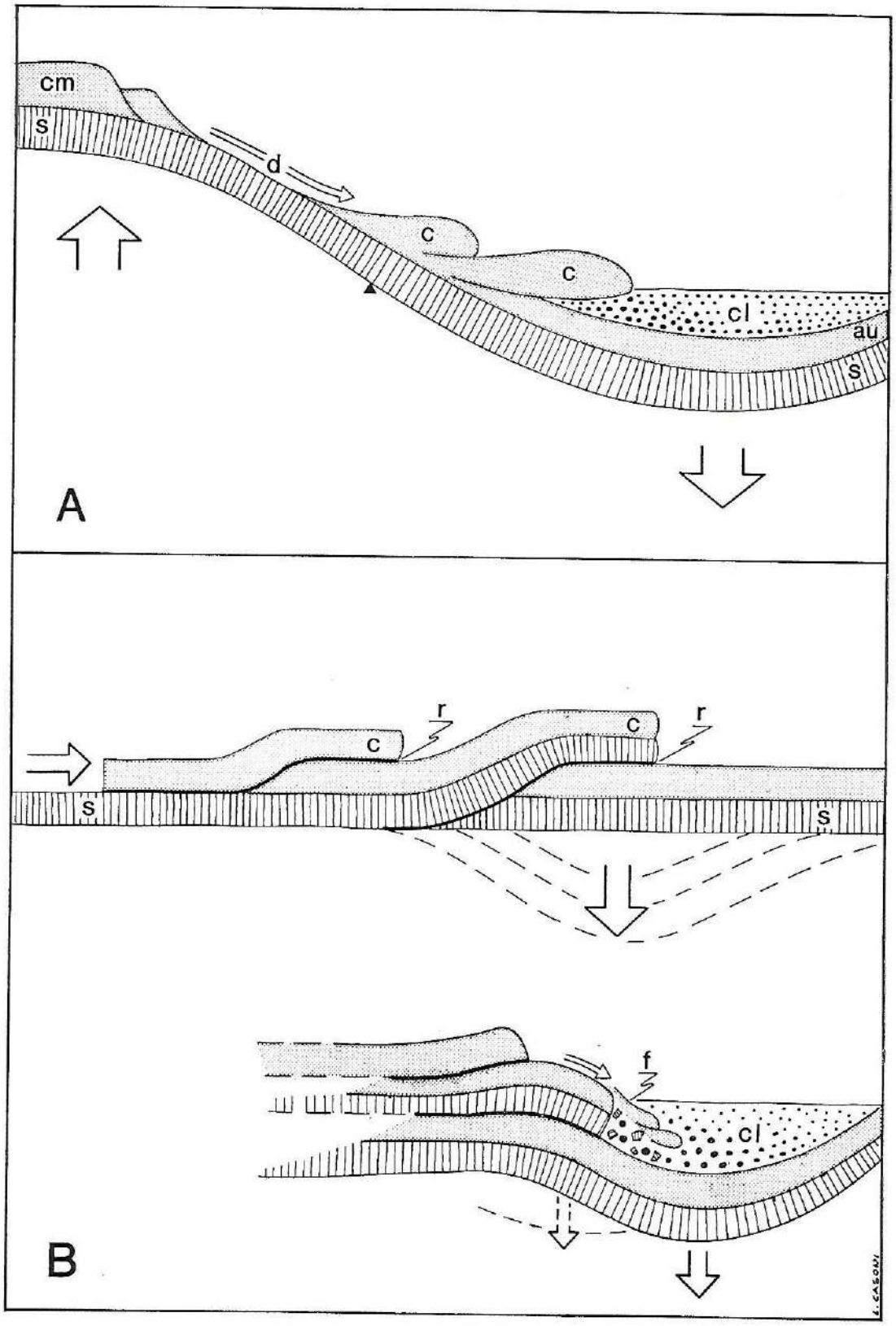
Fig. 2 - Due modelli per spiegare la relazione coltri-avanfossa. In A, uno sprofondamento «indipendente» crea la fossa e vi richiama masse scollate come frane dall'adiacente dorsale o «ruga»: sono queste le coltri gravitative o «passive» (c); s, substrato o zoccolo; au, sedimenti in posto o autoctoni, d, zona di denudamento; cl. depositi clastici dell'avanfossa. In B, è invece l'accavallamento delle coltri (spinte da tergo) lungo le rampe r, a determinare, col suo peso, l'affossamento nella zona frontale (da cui si distaccano frane f).

già lunga premessa, oggetto e «taglio» del discorso che segue è la *storia geologica* del territorio, ovvero: come la geologia, intesa nel senso di *struttura* e *processi*, crea, plasma il paesaggio fisico e ne condiziona l'evoluzione. Dietro (o meglio, sotto) il paesaggio vi è sempre una struttura geologica che si forma e cambia nel tempo. Quando diciamo che la struttura (o tettonica, o geodinamica) crea il paesaggio, intendiamo dire che ne produce i presupposti e i lineamenti essenziali, che sono poi modificati dall'atmosfera, dal clima, dai vari agenti geologici esogeni e infine dagli animali e dall'uomo.

Ovviamente la struttura e la storia geologica delle valli del Savena e dello Zena si inquadrano in quelle di unità più ampie; parleremo dunque, innanzitutto, dell'Appennino settentrionale nel suo insieme.

L'origine dell'Appennino

Ad ovest della Linea del Sillaro, un'importante discontinuità trasversale, l'Appennino è costituito da varie formazioni dette *alloctone* (perché spostate orizzontalmente o traslate dal luogo loro di origine), *Liguridi* (poiché si ritiene che in Liguria e nell'attuale Mar Ligure fosse la loro patria) e *caotiche* (perché appaiono frammentate, eterogenee e quasi accatastate a caso). Il loro vecchio nome nella letteratura geologica è Argille Scagliose. Dietro (a sudovest) e sotto di esse (sepolte in profondità) stanno altre unità con diversi nomi (Toscanidi, Umbro-marchidi, ecc.) e diverse caratteristiche: una, però, è comune alle Liguridi, quella di costituire delle unità strutturali dette *falde* o *coltri*, ovvero masse che hanno subìto una trasla-


cm
s
d
c
c
cl
au
s
A
r
c
c
r
s
s
f
cl
B

zione. Le coltri si possono addossare le une alle altre come tegole di un tetto, scavalcarsi, appilarsi sulla verticale (fig. 1); possono inoltre suddividersi in «fette» o scaglie o addirittura disarticolarsi completamente per la presenza di materiali plastici, come appunto le coltri liguridi. Queste ultime hanno scavalcato la falda toscana (formazioni della Scaglia toscana e del Macigno) e la cosiddetta falda «toscanide» del Modino-Cervarola-Falterona (ex Macigno «B») insinuandosi nei bacini periadriatici dove ricoprivano i sedimenti *autoctoni* che via via vi si depositavano nel Miocene, Pliocene e Quaternario. Questi bacini antistanti le coltri, o *avanfosse*, migravano verso la Padania e l'Adriatico insieme con le coltri stesse; tanto per dare un' idea, la velocità di migrazione era dell'ordine di 1-10 m per 1000 anni. Vi sono almeno due spiegazioni diverse di questo accoppiamento e di questa rincorsa tra coltre e fossa. Secondo una di esse, forze verticali distensive oppure orizzontali di tipo compressivo, agenti nella crosta terrestre o nel sottostante mantello, provocavano uno sprofondamento (subsidenza tettonica) di un segmento che formava il bacino, e il concomitante sollevamento di un segmento adiacente (inarcamento, dorsale o «ruga», vedi fig. 2). Tra i due segmenti, ovviamente, c'era un piano inclinato su cui potevano scivolare, sia all' aria aperta sia sottacqua, masse staccatesi dalla ruga. Si producevano, cioè, delle «frane orogeniche» di grosse dimensioni, con traslazioni di vari km. Questo meccanismo si riproduceva più a nordest, e la parte più avanzata delle vecchie frane veniva rimobilizzata e scivolava di nuovo: la «coppia» dorsale-fossa si propagava come un'onda, l'«onda orogenica». Secondo questo modello, formulato dalla scuola toscana, che sviluppò un'idea ormai centenaria dell'americano Dana (fig. 2A), la formazione della fossa precedeva quella della coltre, che ne costituiva, in parte, il riempimento (il resto del quale era dato da normali sedimenti). Secondo un'altra teoria, anche questa vecchia ma rimessa in voga dagli americani e supportata da recenti dati fisici e calcoli matematici, le coltri erano spinte da tergo o trascinate dal basso e tendevano ad «accavallarsi» su terreni rimasti in posto (autoctoni) o le une sulle altre. Si produceva così un raccorciamento e un ispessimento nella parte superficiale della crosta; l'aumento di peso su un'area limitata produceva un'inflessione della crosta in profondità, che si manifestava in superficie come subsidenza. Il bacino, cioè, si formava dopo che la coltre era traslata: «fette» della coltre vi potevano franare dentro, ma la coltre nel suo insieme *non* era l'effetto di una frana e quindi della sola gravità (fig. 2B). Secondo il primo modello, invece, le coltri sono definite *gravitative*.

Ma qual è, in ogni caso, l'origine delle coltri appenniniche, e da quali terreni sono costituite?

In parte si tratta di sedimenti e rocce oceanici, di età che va dal Giurassico inferiore (circa 180 milioni di anni fa) all'Eocene (circa 50 M.a.f.). Essi testimoniano una fase di allontanamento tra i due continenti eurasiatico e africano, quando né le Alpi né l'Appennino esistevano e anche il Nordamerica cominciava a staccarsi dall'Europa a causa dell'apertura dell'Oceano Atlantico. Il nostro piccolo «oceano mediterraneo» (non arrivò mai a estendersi come l'Atlantico, l'Indiano, ecc.) era l'estrema appendice occidentale di un grande oceano, ora scomparso, ad andamento equatoriale, la Tetide, che si allargava verso oriente e da cui sono nate molte catene di montagne asiatiche, prima tra tutte l'Himalaya.

In seguito al riavvicinamento tra Eurasia e Africa, l'oceano cominciò a richiudersi nel Cretaceo superiore; le compressioni generate da tale movimento a tenaglia provocarono l'inghiottimento (sottoscorrimento o *subduzione*) della crosta oceanica fredda e densa sotto quella più «leggera» del continente europeo. Le parti più superficiali e i sedimenti, materiali meno densi, furono «raschiati» ad opera del blocco africano che agiva come una gigantesca ruspa, e sfuggirono all'inghiottimento, venendo invece «gettati» sul bordo del continente europeo a formare l'edificio a coltri delle Alpi. Questo processo, chiamato *obduzione* (sovrascorrimento), rappresentò la modalità fondamentale del corrugamento alpino (o *tettogenesi* alpina, per usare un termine più corretto). Esso ebbe direzione («vergenza») europea.

Fin qui tutto sembra rientrare nella teoria geodinamica oggi dominante, quella della tettonica delle placche, la quale prevede ap-

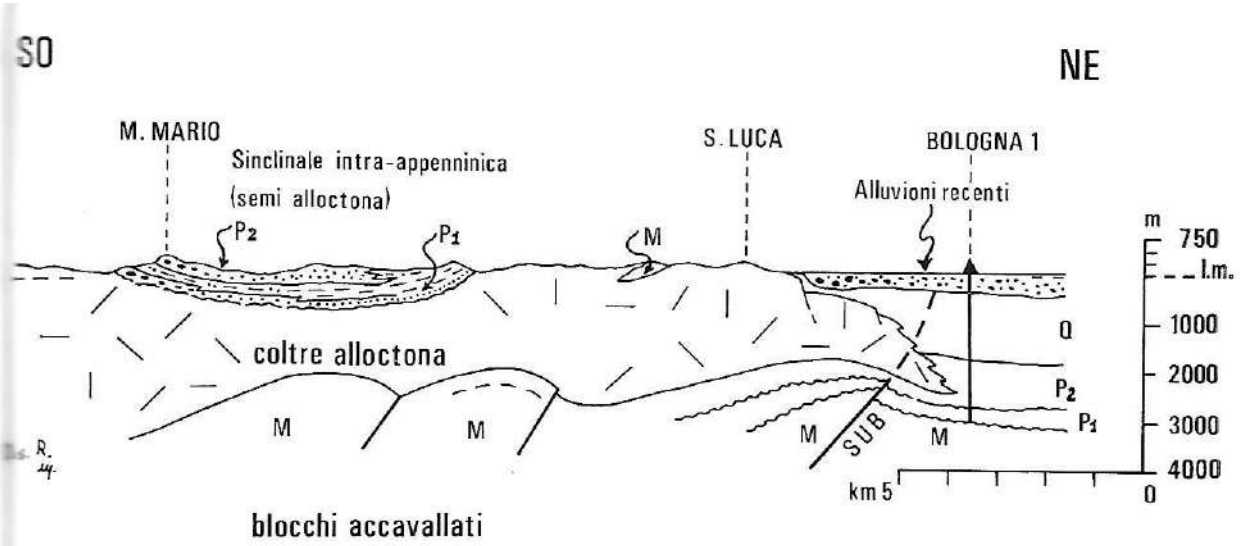


Fig. 3 - Parte frontale di coltre caotica liguride con bacino semi-alloctono sulla «groppa»: le unità liguridi poggiano su terreni «umbri» miocenici (M) piegati e accavallati; si noti che lembi di Miocene si trovano anche in posizione semi-alloctona sulla coltre. La fronte di quest'ultima è coperta, nel sottosuolo padano, da sedimenti marini del Pliocene medio-superiore (P_2) e Quaternario (Q). Prima dei più recenti sollevamenti dell'Appennino, il bacino intra-appenninico comunicava con la fossa sud-padana e la fronte della coltre era più arretrata. Una simile relazione spaziale si può ipotizzare per il bacino di Loiano e quello toscano del Macigno nell'Oligocene (vedi anche fig. 4).

punto gli «orogeni di collisione» (Alpi, Himalaya, ecc.) come uno dei meccanismi di formazione delle montagne là dove le placche si scontrano (zone di convergenza). A questo punto, saldatisi i due continenti e sparito l'oceano, che come unica traccia lascia una linea o una fascia «di sutura» (allineamento di rocce oceaniche o del mantello), la tettogenesi si dovrebbe arrestare e sarebbero consentiti solo movimenti verticali di «rilassamento» (orogenetici nel senso più stretto ed epirogenici, cioè, rispettivamente veloci e localizzati o più lenti ed estesi). Invece (e si deve ancora trovare una teoria valida che spieghi il perché), con l'Oligocene (circa 45 M.a.f.) riprese la subduzione. Non essendovi più crosta oceanica da inghiottire, si pensa che a sottoscorrere verso O-NO sia stata crosta profonda del continente africano, la quale si sarebbe scollata dalla crosta superiore e dalla sua copertura sedimentaria. Quest'ultima fu comunque interessata da spinte e traslazioni orizzontali, che in parte coinvolsero le coltri alpine (che diventarono le liguridi), e in parte ne formarono di nuove (toscane). Questa volta però esse si accavallarono e sovrascorsero dalla parte opposta (verso E-NE), sul bordo del continente africano e precisamente su una sporgenza settentrionale dello stesso chiamata «promontorio adriatico» (per altri, si tratta invece di un blocco staccato dall'Africa, una «microplacca» o «microcontinente»). Ecco allora che le caratteristiche formazioni oceaniche (ofioliti o pietre verdi, radiolariti o selci a radiolari, calcari pelagici porcellanacei e torbiditi o «flysch»), già più o meno rotte, strizzate, piegate, vengono «obdotte» a formare la copertura tettonica superficiale del nuovo edificio appenninico a «vergenza africana». Al piano sottostante troviamo le coltri toscana e toscanide (fig. 1), scollate dal loro substrato rimasto autoctono o quasi, e quelle umbro-marchidi (che però si preferisce chiamare blocchi o scaglie accavallati, essendo state le traslazioni più modeste: si usa chiamare falde o coltri le masse che hanno viaggiato per decine di km almeno). Sul versante adriatico dell'Appennino e al bordo meridionale della Pianura Padana la struttura geologica si presenta pertanto come in fig. 3. Qui però non si vede (perché gli strumenti geofisici non sono in grado di rivelarlo) il substrato o zoccolo pre-Giurassico; da alcuni pozzi pro-

fondi si sa tuttavia che esso consiste di sedimenti evaporitici, carbonatici e clastici di ambienti marino-marginali e continentali, che poggiano su crosta continentale rigida e cristallina molto più antica. Durante l'apertura e l'espansione dell'oceano mesozoico, questo «zoccolo africano» si era rotto in blocchi a causa dello stiramento crostale: i blocchi fagliati, prima o poi, erano stati tutti sommersi dal mare e ricoperti anch'essi (come il fondo dell'oceano) da melme calcaree e silicee, talora divenute poi di un bel colore rosso. La sedimentazione pelagica ha drappeggiato i blocchi più rialzati (monti sottomarini), accumulandosi però di preferenza, anche a causa di frequenti frane, nei bacini creati dai blocchi ribassati. Il margine subacqueo del continente africano era allora (come quello europeo, del resto) *passivo*, come vengono qualificati appunto i margini degli oceani in espansione (Atlantico, Indiano, Artico, Mar Rosso).

La tettogenesi appenninica non si può dire ancora oggi terminata, almeno nella parte avanzata dell'orogeno (Pianura Padana, Adriatico); le maggiori traslazioni si sono verificate, comunque, nell'Oligocene, Miocene e inizio Pliocene. I primi importanti sollevamenti si sono avuti alla fine del Miocene, esponendo all'erosione l'ossatura della catena; su entrambi i versanti, la linea di costa era abbastanza vicina al crinale spartiacque. Essa corrispondeva alla *linea di cerniera* tra aree in sollevamento e aree subsidenti, e cioè il principale elemento di riferimento tettonico e morfologico. La linea, e conseguentemente la morfologia della costa, era rotta e frastagliata da faglie trasversali (cosiddette anti-appenniniche) su cui si impostavano le aste di erosione fluviale (torrenti appenninici primitivi). La linea di cerniera è poi migrata verso NE di una trentina o ventina di km, a seconda dei luoghi, negli ultimi 7-8 milioni di anni; sono così emerse, aggiungendosi all'ossatura precedente, i sedimenti che formano le fasce collinari pede-appenniniche, di età essenzialmente pliocenica e quaternaria. Ciò in parte è dipeso dalla sedimentazione abbondante apportata dai torrenti appenninici sul margine della fossa padana, ma soprattutto dai basculamenti indotti dai moti verticali diventati predominanti, mentre le traslazioni orizzontali si riducevano di importanza. La catena appenninica veniva così a suddividersi in due tronconi lungo la linea pedemontana attuale: uno interno, l'attuale catena, in sollevamento costante anche se discontinuo o di velocità variabile («scatti» di ringiovanimento), e uno dove, pur continuando la compressione e l'inarcamento, ha finito per prevalere una rapidissima subsidenza di origine profonda. Quest'ultimo corrisponde alle dorsali romagnole e ferraresi, una *catena sepolta* sotto i sedimenti recenti padani. Si vede dunque che il bacino padano è tutt'altro che un semplice bacino: si tratta in realtà di una serie di bacini e di rilievi, per ora livellati dalla sedimentazione, prima marina poi fluviale (alluvionale). Se la tendenza subsidente si dovesse invertire (e chi lo può escludere, nell'attuale stato di ancora grande ignoranza?), spunterebbe ben presto un «nuovo» pezzo di catena dalla pianura ferrarese.

Il substrato geologico del Savena e dello Zena

Delineata così sommariamente e a grandi tratti la storia geologica dell'Appennino settentrionale (lasciando, in verità, abbastanza in ombra ciò che è successo sul versante tirrenico), cerchiamo ora di mettere a fuoco l'area della montagna bolognese che ci interessa qui.

Torniamo per un momento alle nostre coltri di ricoprimento liguridi. Durante il loro viaggio verso il bordo continentale o *avampaese* padano-adriatico, vi si formarono piccoli bacini subsidenti, il cui fondo si depresse fin sotto il livello del mare e venne coperto da sedimenti. Questi «bacini minori» erano poi «scarrozzati» dalla coltre in avanzamento: essi sono detti *semi-alloctoni* (fig. 3, 4). I più antichi si instaurarono vicino al Tirreno e al Massiccio sardo-corso, e furono poi traslati per più di 100 km: in essi si accumularono le arenarie delle formazioni di Ranzano, Loiano, M. Senario, ecc. I più recenti, invece, si formarono quando le falde si erano già affacciate sul margine padano, nel Miocene e nel Pliocene: tra essi, le formazioni di Bismantova (nota come «Schlier» nel bolognese), del Termina, Gessoso-solfifera, e le arenarie e argille plioceniche intra-appenniniche.

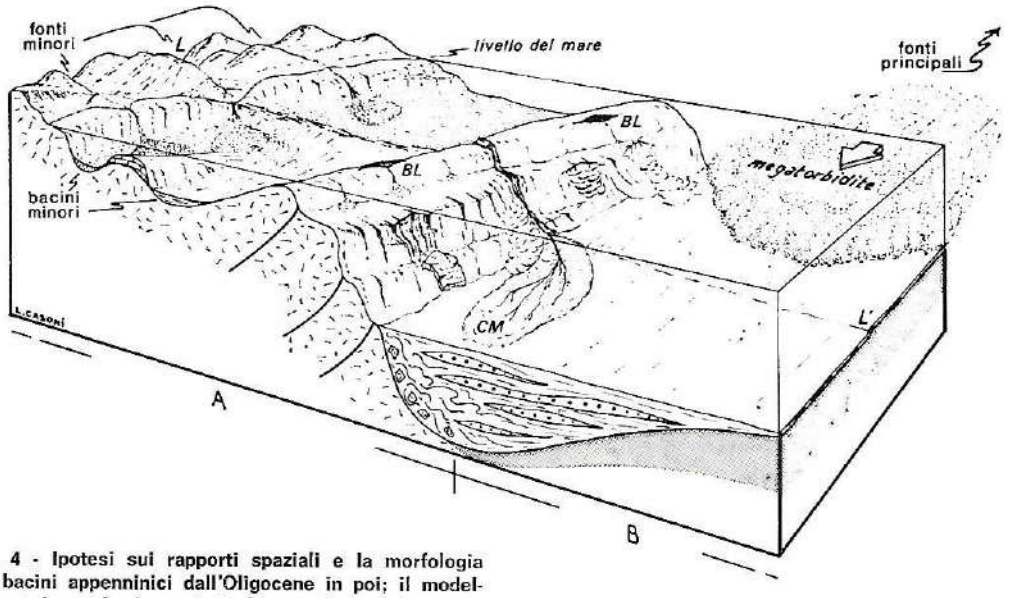


Fig. 4 - Ipotesi sui rapporti spaziali e la morfologia dei bacini appenninici dall'Oligocene in poi; il modello postula un bacino principale a sedimentazione torbiditica «confinata», alimentata principalmente a un estremo e subordinatamente lungo i fianchi (fonti minori), e uno o più bacini minori sul margine orogenico in via di deformazione. Faglie trasversali permetterebbero, a intermittenza, lo scarico di detrito dalle fonti minori della terra emersa, con la sua piattaforma, oppure dagli stessi bacini minori che funzionano da «serbatoi clastici» marginali o «aree di parcheggio» del sedimento.

Benché i sedimenti semi-alloctoni si siano in parte mischiati e impastati (soprattutto quelli argillosi) col sottostante materiale delle coltri, essi hanno per lo più viaggiato come passeggeri passivi smembrandosi più o meno in *zattere* o *lembi «galleggianti»*.

I terreni alloctoni e semi-alloctoni, coinvolti col resto dell'ossatura appenninica nel sollevamento della catena (iniziato, come si è detto, alla fine del Miocene, ma intensificatosi e completatosi essenzialmente nel Quaternario antico o Pleistocene, e quindi solo negli ultimi 2 milioni di anni), sono stati incisi dai corsi d'acqua. Nascevano così, insieme agli altri torrenti appenninici, il Savena e lo Zena, via via ampliando le loro valli. L'erosione fluviale era naturalmente condizionata dalla litologia e dai pendii del «primevo» paesaggio montano. Esso non doveva essere molto diverso dall'attuale, a parte le quote assolute sul livello del mare. La morfologia è infatti profondamente legata alla struttura e al tipo di rocce affioranti: fin dalla messa in posto delle coltri si è preparata la fisionomia di fondo del paesaggio, caratterizzata, nella sua essenza, dal *dualismo* tra rocce argillose da un lato (che non «tengono» angoli di scarpa ripidi e pertanto danno i pendii più dolci) e «zattere» dall'altro, formate da rocce «resistive» (calcari, arenarie, pietre verdi) svettanti con forme varie e pareti ripide, spesso nei culmini dei rilievi.

Tra le zattere semi-alloctone si possono distinguere due tipi:

1. I «trucioli» del fondo oceanico mesozoico e della parte più profonda del margine continentale africano: tra questi, il più esteso è il lembo rovesciato formato dai «flysch», rispettivamente arenaceo e calcareo, di Monghidoro e Monte Venere. Le loro potenti bancate furono depositate, su antiche piane abissali, da voluminose e veloci correnti di torbidità scatenate da grossi terremoti. Quando iniziò l'inghiottimento crostale che diede origine all'orogenesi appenninica, il lembo di Monghidoro fu strappato a una unità alpina, rovesciato e traslato verso NE; in questa fase si flesse per divenire il substrato subsidente del bacino di Loiano. Sono poi da ricordare i resti di vere e proprie rocce ignee oceaniche, intrusive ed effusive, più o meno modificate dai processi idrotermali: le

ofioliti, affioranti, coi sedimenti pelagici associati, a M. Beni, Sasso di Castro, Sasso della Mantesca, Sasso di San Zanobi, ecc.;

2. I riempimenti dei bacini semi-alloctoni individuatisi sulle coltri liguridi, tra cui spiccano le formazioni arenacee: quella di Loiano (Oligocene), quella di Bismantova (Miocene), quella pliocenica intra-appenninica. Esse si riconoscono nella morfologia per le pareti ripide e subverticali, la più continua e spettacolare delle quali è senz'altro il *«contrafforte» pliocenico*. Le Arenarie di Loiano poggiano in discordanza sui «flysch» cretacei sopracitati; le Arenarie di Bismantova succedono in continuità alle Marne di Antognola, a loro volta poggianti sul Loiano, o giacciono discordanti sulle «Argille Scagliose»; le arenarie e i conglomerati pliocenici si sovrappongono con contatto discordante alla formazione di Bismantova, alle Marne del Termina o alle «Argille Scagliose».

Studi stratigrafici e sedimentologici volti a ricostruire l'ambiente di deposizione e la collocazione paleogeografica delle Arenarie di Monghidoro sono stati iniziati solo recentemente. È troppo presto per dare risultati anche solo preliminari. Ci si soffermerà quindi sui riempimenti dei bacini minori semi-alloctoni, in particolare (dopo un breve cenno alle Arenarie di Loiano) su quello pliocenico intra-appenninico, recentemente studiato in dettaglio dal gruppo di ricerca dello scrivente.

Le arenarie di Loiano

Pur mancando uno studio completo e aggiornato, qualche maggiore informazione rispetto alle Arenarie di Monghidoro ci è fornita da lavori di geologi fiorentini, bolognesi e modenesi degli ultimi 10-15 anni.

L'analisi petrografica mostra che queste arenarie derivano dallo smantellamento di massicci granitici, per cui è venuto logico pensare che il bacino di accumulo si trovasse vicino a Corsica e Sardegna, dove appunto i graniti affiorano estesamente. Le due isole formano un unico blocco geologico che all'inizio del Miocene cominciava a staccarsi dalla costa provenzale dell'Europa per avvicinarsi, con una rotazione anti-oraria, alla placca o promontorio adriatico. Dietro al blocco sardo-corso si apriva un nuovo mare, o meglio un piccolo oceano, l'attuale Mar Ligure (che, perciò, non è un residuo dell'antica Tetide). Poco dopo si apriva anche, a causa di una rotazione del blocco adriatico più veloce di quella del blocco sardo-corso, il Mar Tirreno, altro «quasi»-oceano. Le sabbie di Loiano, depositate dapprima da torrenti in riva al mare a formare dei delta, venivano a trovarsi in condizioni di instabilità tettonica (faglie, grossi terremoti) e scaricate o «risedimentate» più in basso, più o meno alla base di una ripida scarpata sottomarina intagliata da canyon. Qui, in un certo senso, ricostituivano il delta, inteso come apparato radiale e corpo sabbioso marginale, con canali, ecc.; questi «delta profondi» sono chiamati *conoidi torbiditiche* o *sottomarine*. Il piccolo bacino di Loiano agiva come una trappola di sedimento, impedendo che la sabbia potesse proseguire la sua corsa verso il bacino più grande (quello del Macigno toscano) che si trovava più a est. Il nostro bacino, in sostanza, era «pensile» rispetto a quello toscano; esso costituiva una depressione secondaria lungo il margine interno, accidentato dalle deformazioni tettoniche dell'Appennino embrionale, della fossa maggiore (fig. 4).

Una situazione simile si riscontra oggi nel Golfo di Taranto: al largo della foce del Crati, il piccolo bacino di Corigliano si trova ad essere pensile sulla Valle di Taranto, depressione sottomarina che prolunga l'asse dell' avanfossa bradanica (che a sua volta coincide più o meno con il fronte delle coltri dell'Appennino meridionale).

Le Arenarie di Loiano si presentano in grosse bancate che sostengono rilievi boscati e sono messe a nudo in pareti ripide e balze. La loro fascia di affioramento si estende a ovest per un tratto dell'Appennino modenese; nel reggiano, parmense e piacentino, arenarie simili ma con diversa giacitura stratigrafica sono note come Arenarie di Ranzano e hanno sempre carattere torbiditico (altre concidi sottomarine); inoltre, fanno sempre parte di lembi semi-alloctoni. Si arriva così all'Appennino vogherese, dove si passa ad arenarie autoctone e deposte a minor profondità, in ambienti deltizi e alluvionali (conoidi subaeree e deltizie). A parte i nomi locali, queste sono ancora oggi indicate comprensivamente col vecchio termine di «Tongriano» coniato dal Sacco.

Le arenarie del bacino intra-appenninico bolognese

È questo un caso, più unico che raro in Appennino, di bacino che, benché «esumato» e traslato da moti tettonici, conserva del tutto la sua forma e geometria originaria. Esso è stato solo blandamente deformato in forma di sinclinale, per cui si parla anche di Sinclinale Intra-appenninica (da questo punto di vista, non è l'unica: ne compaiono altre nel modenese e in Romagna). Pure questo bacino è semi-alloctono (fig. 3), ma ha subìto probabilmente una traslazione modesta, dell'ordine dei 10 km. Geograficamente, corrispondeva a un golfo minore del più grande golfo padano occupato dal mare nel Pliocene; esso penetrava all'interno del rilievo appenninico per una trentina di km. Sul suo bordo meridionale grandi quantità di sedimenti, sia grossolani sia fini, venivano scaricati da torrenti del tutto simili a quelli attuali (non solo nel senso che avevano lo stesso regime idrologico, erodevano le stesse rocce e avevano più o meno la stessa lunghezza e pendenza, ma anche e soprattutto perché erano già impostati, almeno una parte di essi, sugli assi vallivi attuali). La prova più spettacolare della presenza di questi paleotorrenti è data dalla fossilizzazione delle loro valli a V tramite riempimento sedimentario. Nel Savena e nello Zena abbiamo due degli esempi più belli (fig. 5, 6; tav. I e II) di queste valli fossili o *paleovalli*. Esse furono annegate da innalzamenti *relativi* del livello marino, avvenuti dopo l'escavazione fluviale e probabilmente dovuti a subsidenza per basculamenti attorno alla linea-cerniera del fronte appenninico (fig. 9 e 10). Benché «combattuta» e in parte compensata dall'erosione fluviale, l'ingressione marina portò al «sovralluvionamento» delle valli, e cioè a una sedimentazione che si spingeva a quote sempre più alte (questo fenomeno si è poi ripetuto varie volte durante le epoche inter-

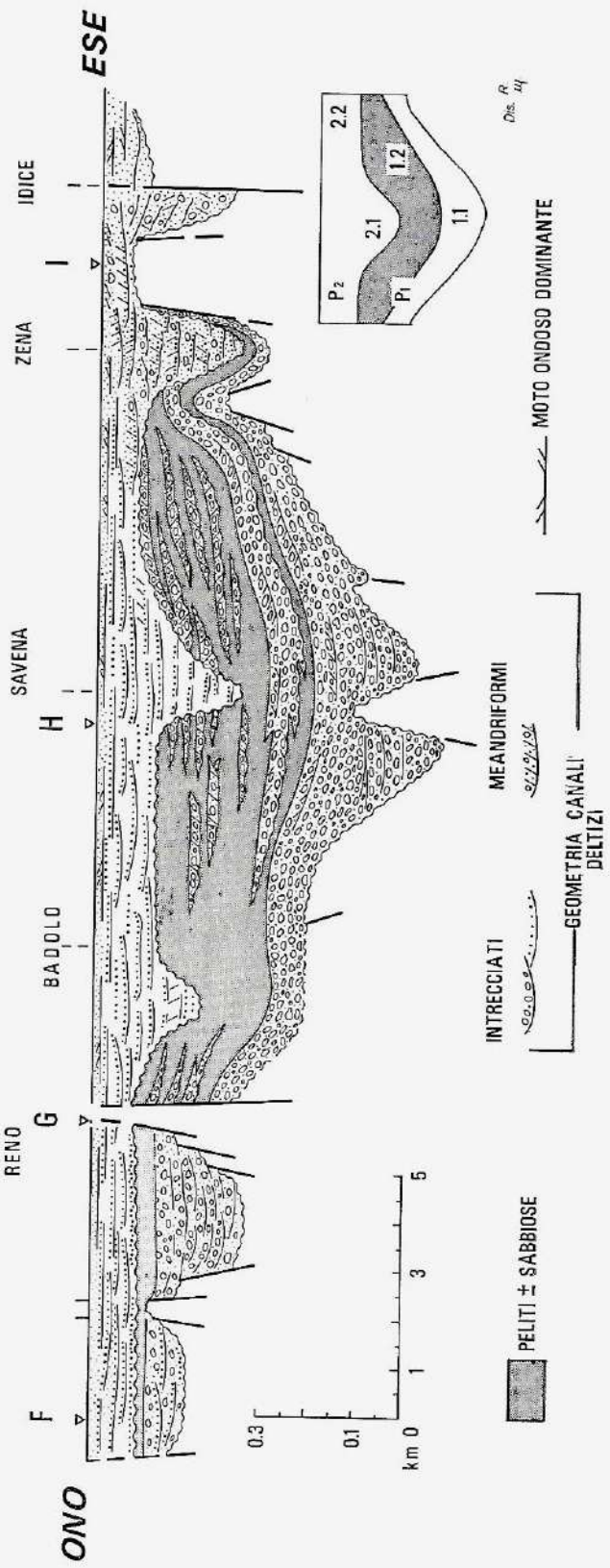


Fig. 5 - Sezione stratigrafica deformata (la scala verticale è diversa da quella orizzontale) del margine sud del bacino intra-appenninico bolognese. Si notano i due cicli sedimentari P_1 e P_2 e le superfici di erosione che ne marcano le basi, con le paleovalli riempite da sedimenti grossolani (forme a V). Nell'unità argillosa 1.2 si trovano intercalazioni di carbone e radici di piante (vedi tav. IX).

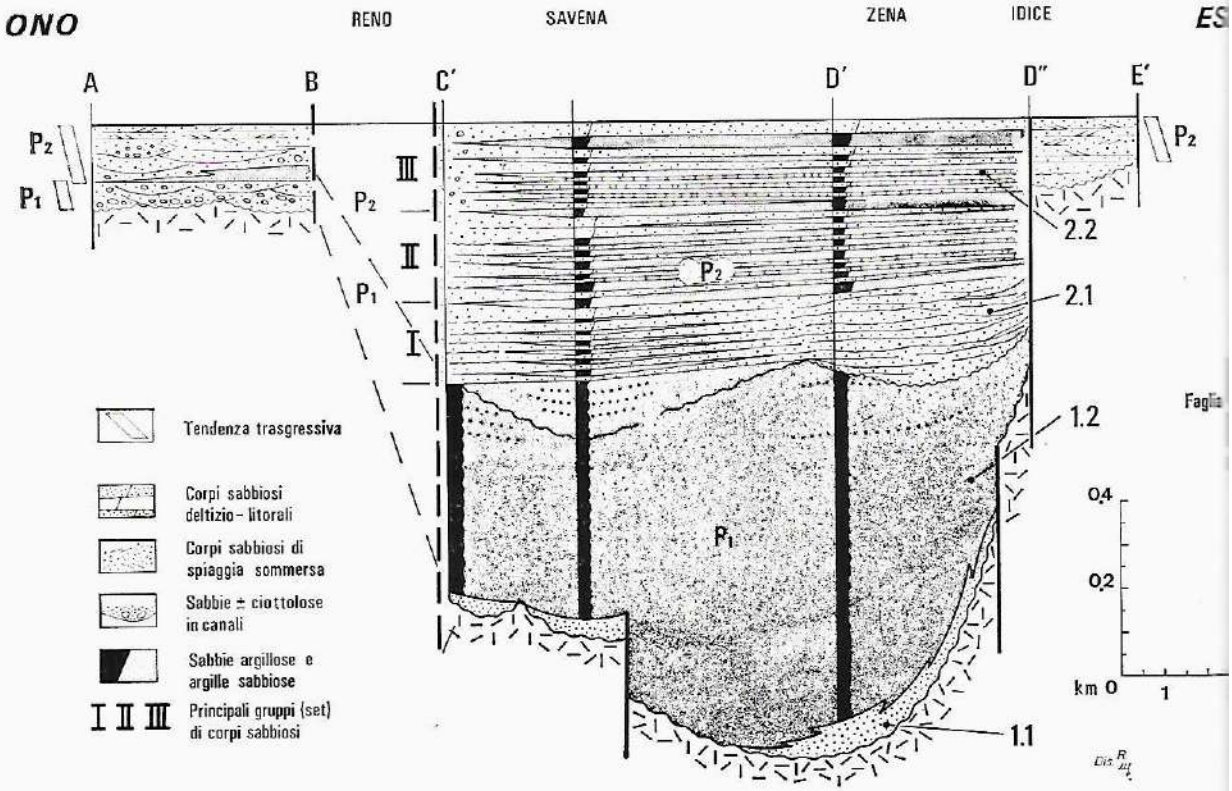


Fig. 6 - Sezione stratigrafica deformata lungo il fianco nord della sinclinale intra-appenninica, circa 10-15 km a nord-nord-est della precedente. Si individua nettamente il settore centrale più subsidente bordato da faglie (già attive durante la sedimentazione) e che comprende i prolungamenti a mare (delta sommersi) delle paleovalli del Savena e dello Zena (quest'ultima si riconosce ancora come superficie d'erosione concava: era infatti la più profonda e lunga nel sistema di valli plioceniche). Dei due cicli sedimentari, l'inferiore (P_1) è più argilloso, uniforme e contiene fossili di mare anche profondo.

glaciali quaternarie, quando il livello marino si alzava per una causa diversa, la fusione dei ghiacci). Ricordiamo che allora, nel Pliocene, la linea pedemontana, che coincideva o quasi con la linea di costa, si trovava 10-15 km più a monte della Via Emilia. Per due volte, nel Pliocene inferiore e nel Pliocene medio-superiore, il Savena e lo Zena scavarono le loro valli nei sedimenti precedenti; per due volte esse furono trasgredite (= annegate sia dal mare sia dai sedimenti). Si riconoscono infatti, nella successione stratigrafica, due cicli sedimentari principali (fig. 5, 6, 7); ciò è evidente sul margine sud del bacino, corrispondente più o meno all'antica linea di costa (fig. 5), mentre verso nord, nella direzione cioè di quello che era il mare più aperto, la sedimentazione appare più uniforme (fig. 6). Osservando poi più da vicino i due maggiori cicli sedimentari, si vede che sono costituiti da tanti corpi, abbastanza simili e ripetuti (fig. 7). Essi sono l'espressione di *cicli minori*, ovvero di alterna prevalenza dell'azione «costruttiva» dei fiumi (apportatori di sedimento) e «distruttiva» (ridistributrice-erosiva) del moto ondoso marino. In questa continua lotta tra mare e terra, tipica delle fasce litorali e in particolare deltizie (vedi, oggi, delta del Po, laguna di Venezia, litorale adriatico), si passava dunque ripetutamente da condizioni di equilibrio tra erosione e sedimentazione (linea di costa stazionaria) a squilibri in un senso o nell'altro (trasgressione = spostamento della l.c. verso terra, regressione = idem verso mare; vedi fig. 8).

In tali fluttuazioni giocava un ruolo fondamentale la subsidenza, soprattutto se am-

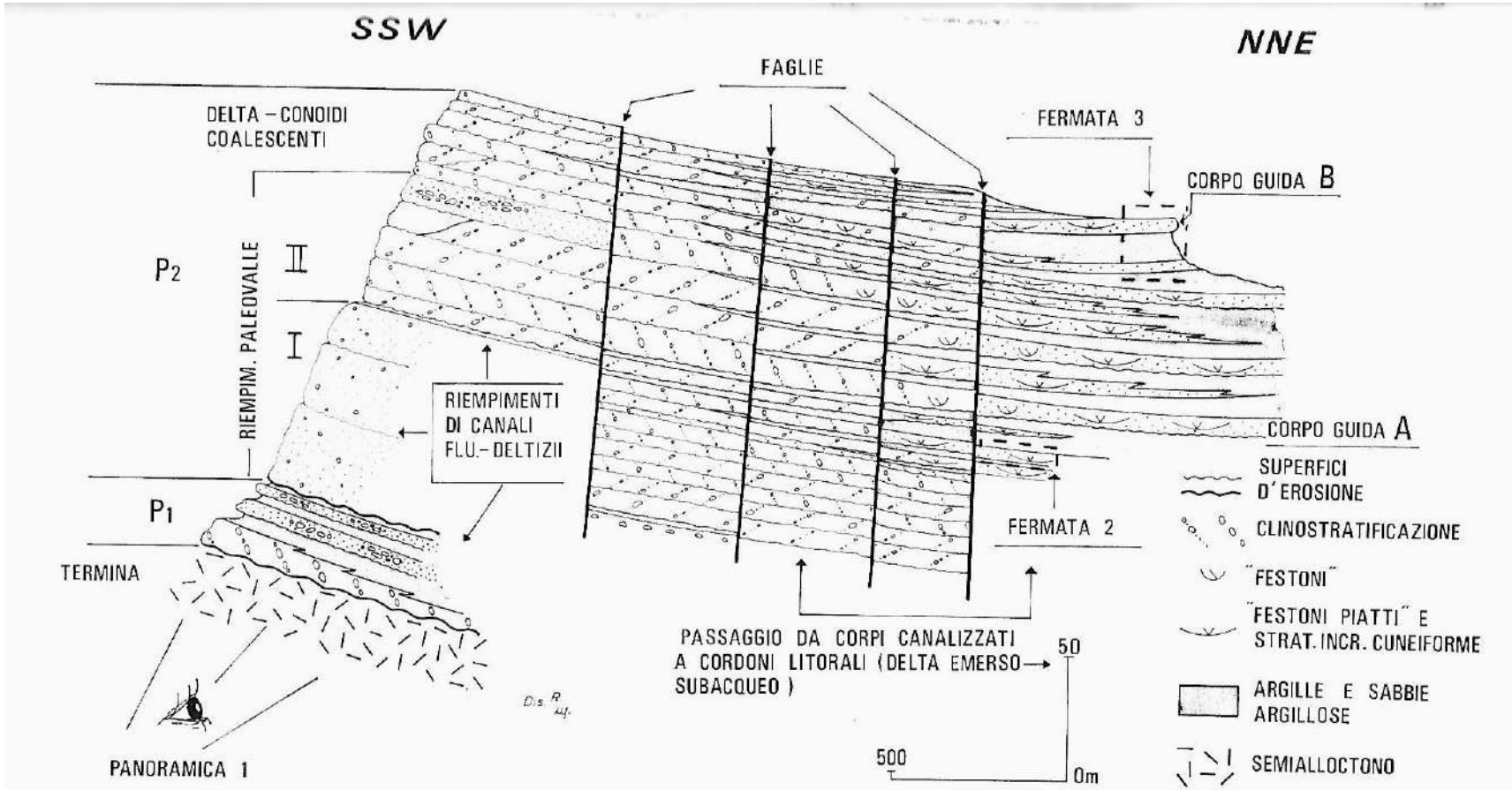
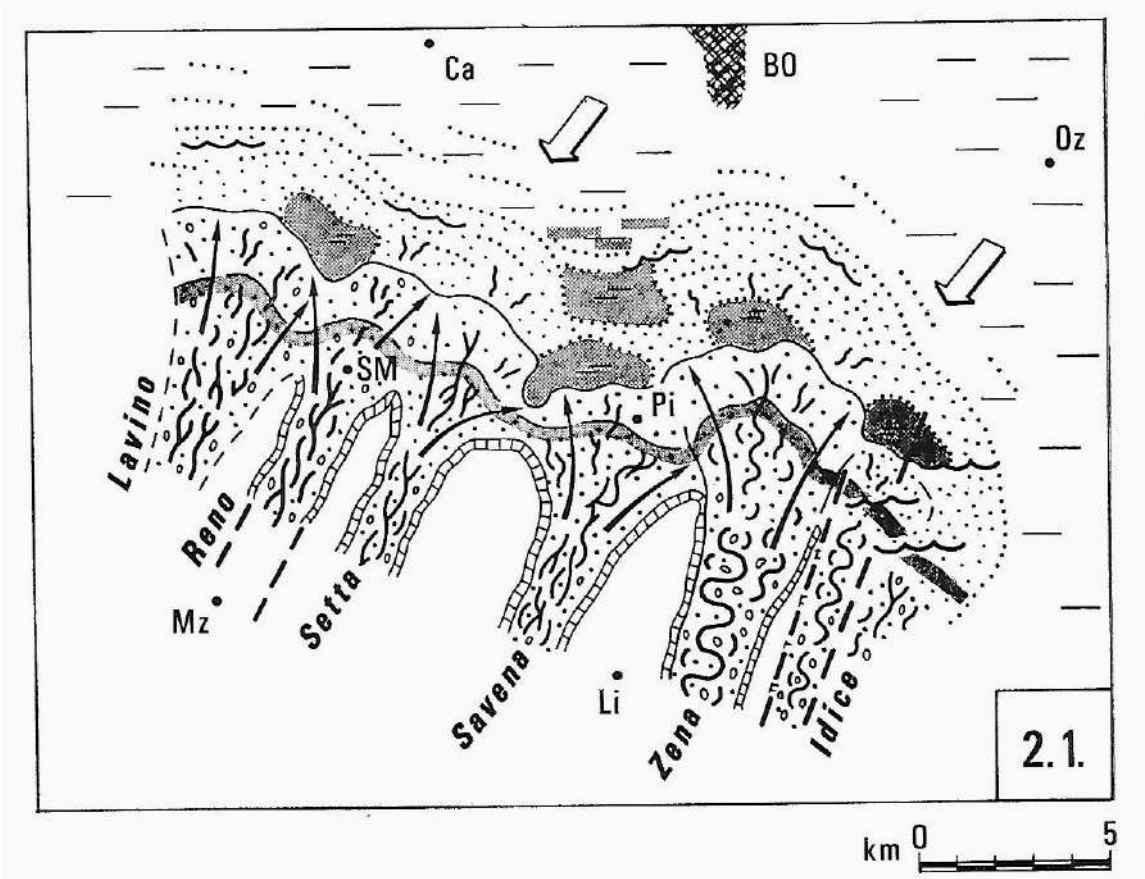


Fig. 7 - Sezione geologica trasversale all'asse della sinclinale intra-appenninica, lungo la valle dello Zena; esagerazione verticale 10 : 1. Il limite SSO è la parete del contrafforte, quello NNE è il nucleo della sinclinale (strati orizzontali) passante per l'abitato di Zena. Sono indicati, coi numeri 1, 2 e 3, tre punti di osservazione significativi: i primi due lungo la strada di fondo valle, il terzo lungo la congiungente Zena-Zula.

La sezione mostra variazioni di facies trasversali all'antica costa, soprattutto nei sedimenti del ciclo superiore (P_2: quello inferiore è ridotto e tende a chiudersi verso est, come si vede dalla fig. 5): verso destra (dove era il mare), i corpi arenaceo-conglomeratici si assottigliano, diventano più fini e si «sfilacciano» entro corpi più argillosi (prati e ripiani nella morfologia) che viceversa si ispessiscono. La clinostratificazione delle arenarie ciottolose rappresenta la migrazione di canali sinuosi sulla piattaforma deltizia (cfr. fig. 10), i «festoni piatti» sono invece l'espressione di un vigoroso moto ondoso prodotto da tempeste nella parte sommersa del delta. La zona di transizione tra parte subaerea e subacquea del delta è indicata (vedi tav. XII).

Nel ciclo P_1 si rinvengono depositi carboniosi di palude costiera. I corpi guida, come A e soprattutto B, si possono seguire sul terreno per notevoli distanze; il loro assetto tabulare o a coltre (nel senso sedimentario) indica una deposizione subacquea uniforme su aree abbastanza estese. Il meccanismo ipotizzato per l'origine di questo tipo ripetitivo di sedimentazione (ciclo-base o tema di fondo) è illustrato nella fig. 9.


Ca
BO
Oz
SM
Pi
Lavino
Reno
Setta
Mz
Savena
Li
Zena
Idice
2.1.
km 0 5

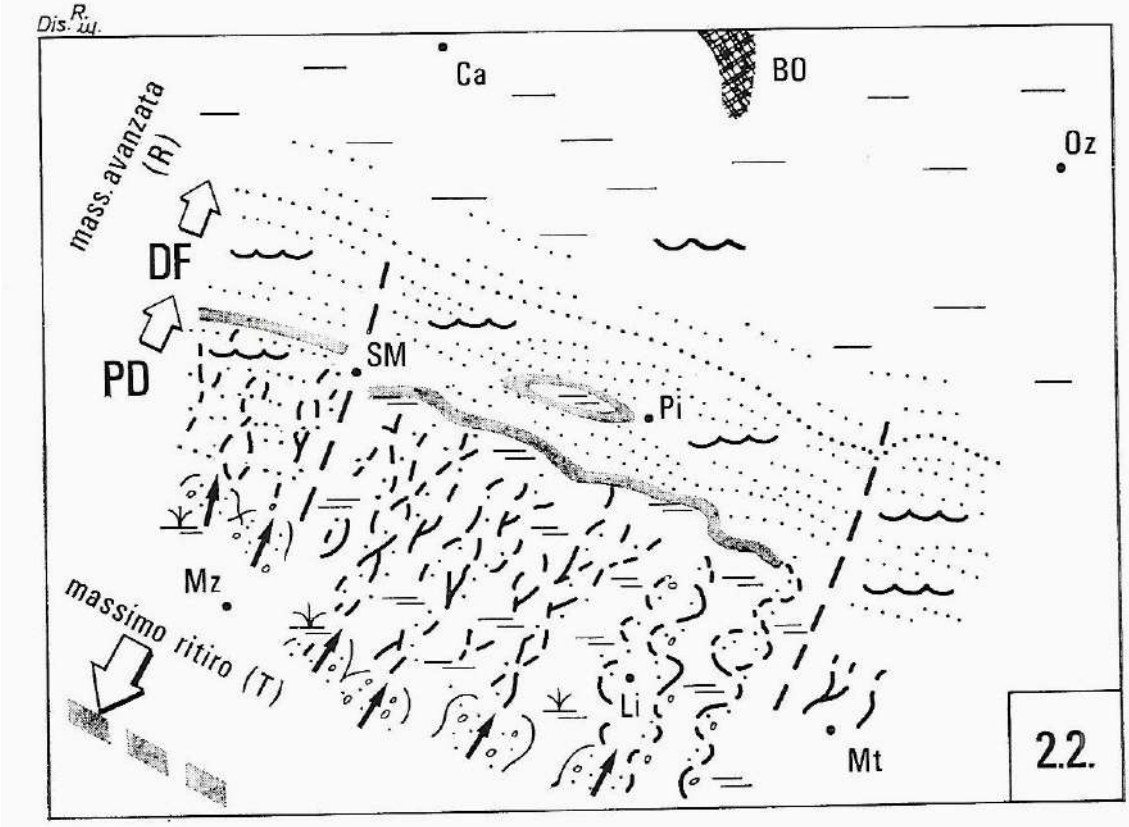

Dis. R. ill.
Ca
BO
Oz
mass. avanzata (R)
DF
PD
SM
Pi
Mz
massimo ritiro (T)
Li
Mt
2.2.

Fig. 8 - Ricostruzione della zona costiera pedemontana bolognese nel Pliocene medio-superiore (ciclo P_3). All'inizio del ciclo (fase 2.1) abbiamo la più importante fase costruttiva dei delta-conoidi (pur costellata di ingressioni marine: vedi cicli-base, fig. 6 e 9): le frecce rivolte a SO indicano però che la tendenza di fondo è «mare vincente» (l'alimentazione fluviale si riduce, la subsidenza prevale, i delta e la linea di costa si ritirano), ovvero trasgressiva (T). I tratti — indicano deposizione di fango nelle aree sottomarine tranquille, quelli = zone fangose più sottocosta ma protette da cordoni e barre sabbiosi sulla fronte e ai margini dei delta.
In 2.2 la tendenza trasgressiva prevale più nettamente, pur ricorrendo ancora fasi regressive (R). Le valli incassate sono state riempite e si è formata una fascia di delta coalescenti. La piana deltizia (PD) coi suoi canali è spesso invasa dal mare, anche se non «annegata» completamente:
Località: Ca, Casalecchio, Oz, Ozzano, SM, Sasso Marconi, Pi, Pianoro; Mz, Monzuno; Li, Livergnano; Mt, Monterenzio.
←

mettiamo che essa variasse di intensità e velocità nel tempo: è chiaro che la subsidenza favorisce l'ingressione marina mentre un sollevamento accentua l'erosione e sedimentazione fluviale. Se poi i due fenomeni sono concomitanti e adiacenti (movimento a bascula), è molto importante sapere la posizione della linea di cerniera o «fulcro» che tende a separare arealmente i domini dell'erosione e della sedimentazione (vedi fig. 9). In ogni caso, il risultato di questo gioco complesso era che la linea di costa oscillava avanti e indietro su distanze anche di svariati chilometri (fig. 8) e intervalli di tempo (crono-cicli) dell'ordine 3-20.000 anni. Possiamo così registrare, in questo bacino sedimentario veramente esemplare (anche perché gli affioramenti sono molti, estesi, di varie angolature e ben conservati) esempi «fossili» (osservabili in sezioni e spaccati naturali, tagli stradali, cave ecc.) di spiagge, paludi, lagune, laghi alluvionali e costieri, cordoni sabbiosi sottomarini, canali deltizi e fluviali (fig. 11). La dovizia di particolari e la comodità di osservazione (a pochi passi dalla città) ci fanno considerare questa zona una vera e propria palestra per l'addestramento e l'aggiornamento dei geologi che si occupano della cosiddetta *analisi dei bacini sedimentari*. Infatti chi studia i bacini in senso stretto (cioè i sedimenti sepolti) o meglio li esplora in cerca di acqua, idrocarburi o carbone, ha un'immagine più limitata e indiretta della stratigrafia: occorrono costosi sondaggi per avere campioni, che poi risultano frammentari o comunque di piccole dimensioni. Le registrazioni geofisiche, d'altro canto, danno un'idea (talora pallida e confusa) della giacitura d'insieme degli strati e della geometria dei corpi sedimentari, ma non fanno vedere direttamente o toccare la litologia. Tutto ciò che si riesce a scoprire, in ogni caso, dipende dalla tecnologia e quindi dai mezzi finanziari; camminare su affioramenti, invece, specialmente se questi sono chiari, è molto più economico e permette di farsi dei quadri di riferimento e di fare l'occhio a situazioni da potere usare, eventualmente, come modelli e guide in altri bacini. Nel nostro caso particolare, vi è più che un sospetto che la stratigrafia e i paleoambienti del bacino pliocenico intra-appenninico siano molto simili a quelli più recenti, da poco sepolti, della Pianura Padana e dell'Adriatico. Dal che si ricava anche una «morale»: la «regola aurea» o principio dell'attualismo (il presente è la chiave del passato) è utilissima e fondamentale nell'analisi geologica, ma è pur sempre una faccia della medaglia: anche lo studio del passato (stratigrafia) è una guida per capire i fenomeni e processi attuali. Più propriamente, la nostra medaglia è un anello di retroazione, che ci invita a non dimenticare che il metodo di lavoro giusto è quello «circolare» o «pendolare». In altre parole, i modelli attualistici (tipi di ambienti e processi, «distillati» da un gran numero di osservazioni in vari contesti morfologici e sedimentari attuali) vengono usati per interpretare in senso ambientale la stratigrafia e i sedimenti del passato, ma talora questi ultimi sono meglio esposti, studiabili e «modellabili» di quelli attuali, se non in pianta almeno in sezione. Il bacino intra-appenninico offre proprio una di queste ghiotte occasioni e cioè un *modello stratigrafico*, che potrebbe portare, nel caso ottimale, a far risparmiare denaro nella strategia di esplorazione e prospezione del sottosuolo. Si veda, ad esempio, tutto il problema delle falde idriche di subalveo e di terrazzo nelle valli appenniniche: si dispone di stratigrafie di pozzi (informazioni puntiformi e lineari) ma non di sezioni complete ed estese. I riempimenti delle paleovalli del Savena e dello Zena potrebbero essere presi come modelli per inquadrare spazialmente e correlare i

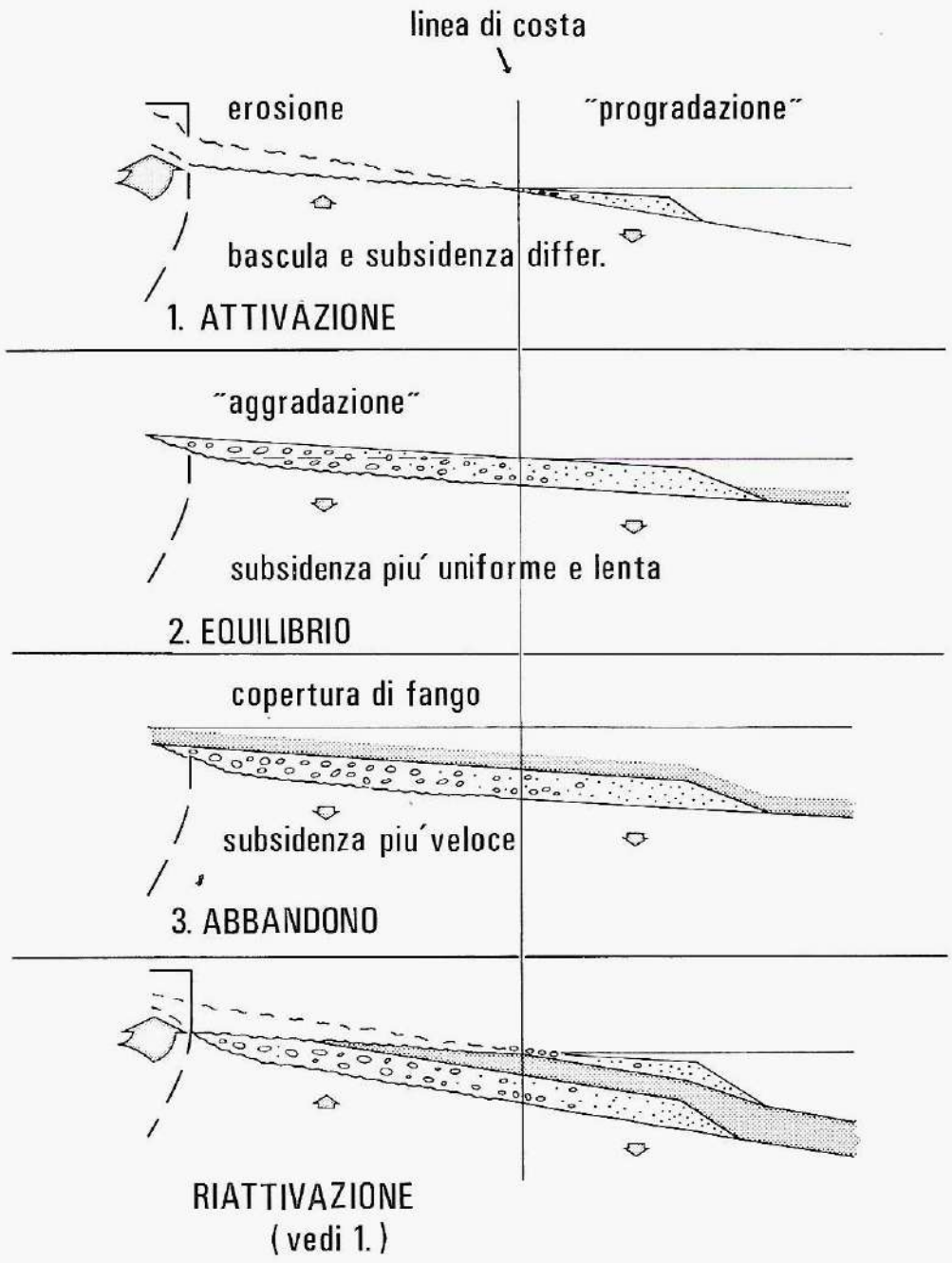


Fig. 9 - Ipotesi sul meccanismo che ha originato e iterato il «ciclo-base» o «tema di fondo» della sedimentazione al bordo meridionale del bacino intra-appenninico. L'attivazione del ciclo (1) è attribuita a uno «scatto» di sollevamento della catena, con ringiovanimento del rilievo e del ciclo erosivo, spostamento della linea di costa verso mare (regressione) e sedimentazione subacquea prevalente sulla subsidenza (quindi, crescita del delta verso mare = progradazione, anziché verso l'alto). In questa fase, linea di costa e linea di cerniera tra sollevamento e subsidenza coincidono o sono molto vicine. Man mano, col maturare del profilo d'equilibrio fluviale, la cerniera si sposta a monte, mentre la linea di costa resta dov'era per il compensarsi di subsidenza e sedimentazione (equilibrio: 2). In questa fase, prevale la sedimentazione in senso verticale (aggradazione), anche se esistono canali che migrano lateralmente nella parte emersa del delta. La fase 3, infine, subentra quando la subsidenza finisce per prevalere sull'apporto sedimentario (relativo invecchiamento del rilievo, che prelude a un successivo ringiovanimento).

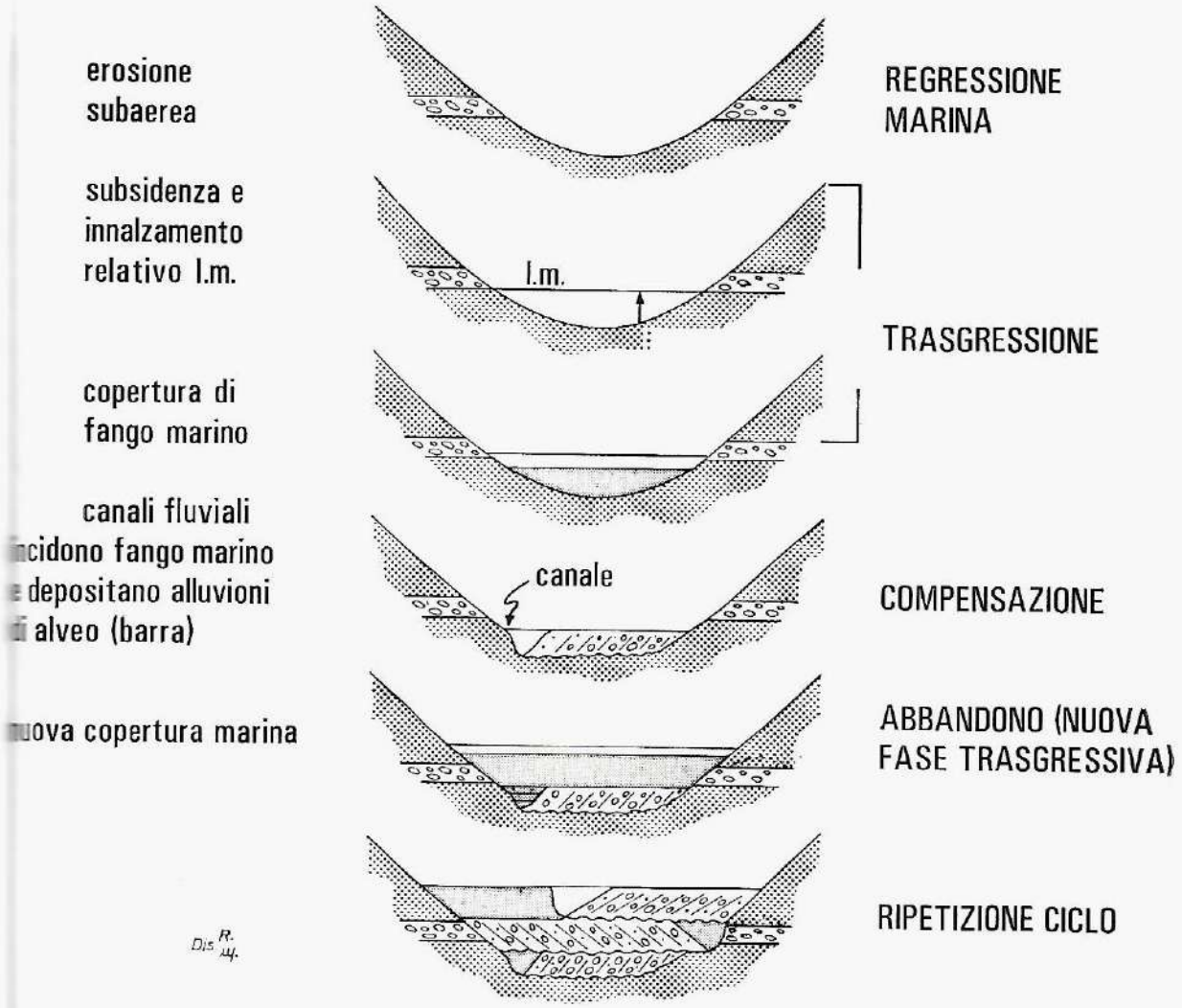


Fig. 10 - Fasi di riempimento di una paleovalle pliocenica (dall'alto verso il basso) secondo il «ritmo» discontinuo, trasgressivo-regressivo, suggerito dalla fig. 9. È saltata, nel disegno (tra il terzo e il quarto profilo), la fase erosiva di «attivazione». Notare che il drappo di fango trasgressivo è ogni volta «mangiato» interamente o quasi dai canali o dal canale fluviale ospitato nella valle. In figura, il canale è supposto singolo e meandriforme (migrante trasversalmente all'asse vallivo, e seguito da una barra clinostratificata: vedi tav. II-2, III-1, XI); tale situazione si adatta al paleo-Zena, ma non al paleo-Savena, che aveva canali meno profondi, multipli e intrecciati (vedi schema in fig. 4). Questa differenza nella geometria dei canali è stata in parte ereditata nei torrenti attuali, benché lo Zena attuale si sia molto «ristretto» in confronto a quello pliocenico.

dati sparsi dei pozzi nelle valli attuali. Naturalmente i modelli vanno sottoposti a verifica: il loro vantaggio è di far risparmiare (tempo e denaro) nell'individuare i bersagli per i *test*.

Per chiudere, un accenno ai «cogoli», le concrezioni arenacee sferoidali già descritte in varie sedi dal punto di vista naturalistico. Tra l'altro notiamo che essi abbondano sia nelle arenarie di Loiano sia in quelle plioceniche, che pure hanno età, storie e ambienti sedimentari diversi. Queste concrezioni arenacee, dalle forme spesso curiose, non sono però solo curiosità, ma anche testimonianze di processi di circolazione di acque sotterranee e di variazioni di chimismo delle stes-

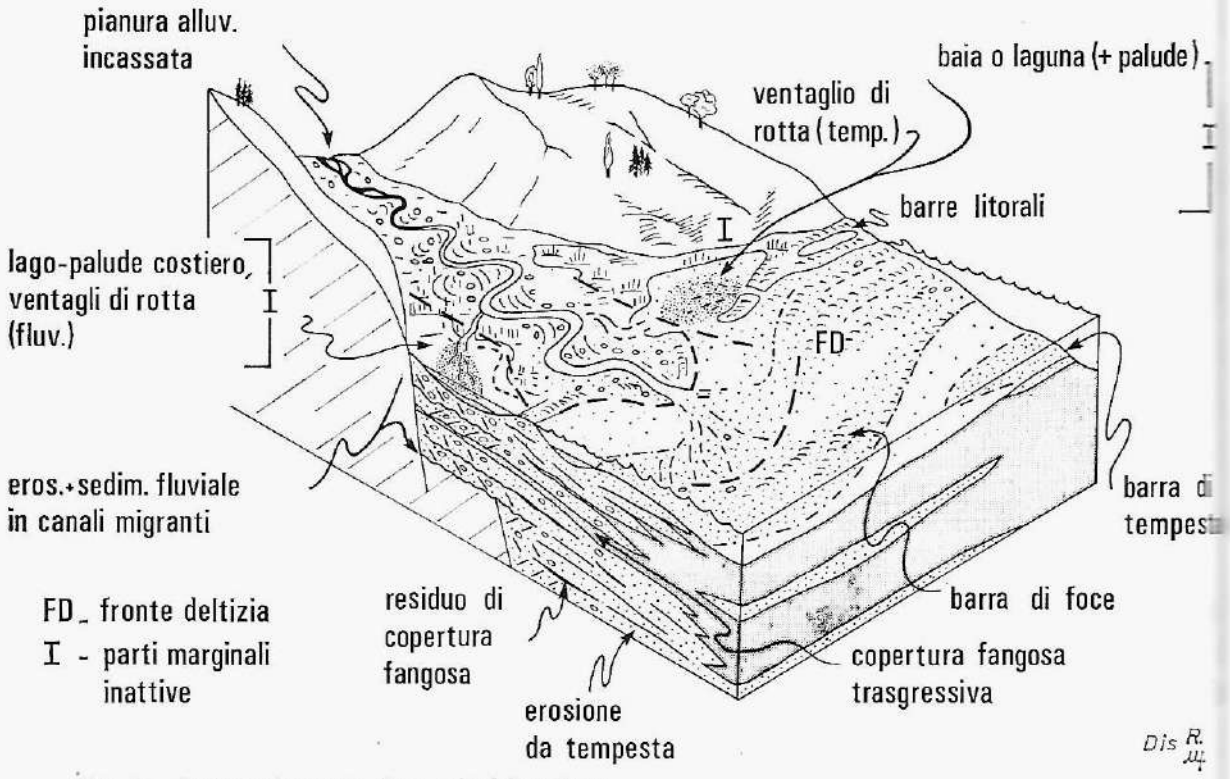


Fig. 11 - Modello idealizzato di un paleodelta pliocenico di tipo Zena, ricavato in parte dai caratteri sedimentologici e stratigrafici degli stessi strati pliocenici (schematizzati nelle due sezioni del block-diagramma) e in parte da osservazioni su (e supposta analogie con) foci attuali di torrenti appenninici, in particolare fiumare.

se entro *formazioni arenacee massicce*. La loro origine non è tuttora ben nota, anche se pare legata a «nuclei» di sostanze organiche conservate e trasformate nel sedimento sepolto. Sarebbe importante scoprirla, perché queste strutture non sono che uno degli aspetti della litificazione dei sedimenti, e questa comporta diminuzione di porosità, cambiamenti nei percorsi preferenziali dei fluidi, ecc. Sono, i cogoli, strutture «precoci» o «tardive» della diagenesi? Si formano in fase di seppellimento o di riesumazione? Di fatto, la massima frequenza dei cogoli si osserva in una fascia determinata della sinclinale intra-appenninica, tra il contrafforte, dove le arenarie sono del tutto cementate, e il fianco nord, dove le arenarie sono semiincoerenti. Le arenarie a cogoli, in posizione intermedia, rappresentano esempi di *cementazione parziale e selettiva*. La «fascia a cogoli» corrisponde abbastanza bene a una fascia paleoambientale o di facies, cioè alla zona sommersa dei delta pliocenici, più o meno rielaborata dalle onde in cordoni sabbiosi di tempesta (fig. 7). Ciò ha forse fornito una delle condizioni del processo di concrezionamento, ovvero abbondanti quantità e opportune concentrazioni di sostanza organica. È probabile, tuttavia, che la fase di «esumazione» ed emersione del bacino, con la sostituzione delle originarie acque salate da parte di acque dolci meteoriche, abbia avuto un peso maggiore nel processo stesso.

RIFERIMENTI ESSENZIALI

Dato il tono e gli scopi di questo contributo, l'autore ha preferito omettere ogni citazione bibliografica e si scusa con tutti gli autori di cui è debitore per dati, idee e interpretazioni qui utilizzate o esposte. Di seguito sono citati solo alcuni lavori di ampio respiro con abbondante bibliografia.

AGIP S.p.A., 1963 - *Contributo alle conoscenze geologiche del Pedeappennino padano.* Boll. Soc. Geol. It. (1962-IV), 1-245.

Atti del convegno sul tema: *Moderne vedute sulla geologia dell'Appennino.* 1973, Accad. Naz. Lincei, Quad. 183, 454 pp.

Carta Geologica d'Italia 1 : 100.000, F. 98 Vergato. Sev. Geol. It., Poligr. Stato, Roma.

CREMONINI G. & RICCI LUCCHI F. (a cura di), 1982 - *Guida alla geologia del margine appenninico-padano.* Soc. Geol. It., Guide Geol. Reg., Bologna, 248 pp.

MERLA G., 1952 - *Geologia dell'Appennino settentrionale.* Boll. Soc. Geol. It., 70, 95-382.

MIGLIORINI C. I., 1947 - *Le fasi orogenetiche nell'Appennino settentrionale.* Ibid. (1945), 64, p. 46-48.

RICCI LUCCHI F., COLELLA A., ORI G. G. & OGLIANI F. (con la collaborazione di A. PADOVANI, S. RAFFI e L. VENTURI), 1981 - *Pliocene fan-deltas of the Intra-apenninic Basin, Bologna.* In: Exc. Guidebook, 2nd I.A.S. Eur. Reg. Mtg., Bologna, 79-162.

SESTINI G. (a cura di), 1970 - *Development of the northern Apennines geosyncline.* Sedim. Geology, 4, 203-647.

L'articolo contiene il testo della relazione tenuta al convegno su:

— «Due valli bolognesi ancora pressochè integre: le valli del Savena e dello Zena; prospettive di sviluppo nel rispetto della integrità ambientale».

— Organizzato dal L. C. Bologna S. Vitale Medicina in collaborazione con i L. C. Bologna, L. C. Bologna S. Lazzaro, L. C. Bologna Valli Lavino Samoggia, L. C. Bologna Pianoro, L. C. Castiglion dei Pepoli Valle del Setta, L. C. Bologna Re Enzo, L. C. Savena e Sambro, Lioness Caterina de' Vigri, Distretto Leo 108 Tb, Comune di Monghidoro, Comune di Loiano, Cassa Rurale e Artigiana di Loiano, Coop. Edile Monghidoro.

Tenuto a Monghidoro il 10.X. 1982.

Lavoro eseguito con fondi M.P.I. 1982-83.

PICCOLO ATLANTE FOTOGRAFICO

Le tavole che seguono illustrano alcuni aspetti del bacino intra-appenninico bolognese, riempito da sedimenti marini, costieri e alluvionali nel Pliocene. Completano, perciò, con esempi, gli schemi delle figure 4-10 in testo.

Un primo gruppo di foto panoramiche (tav. I-VII) mostra la morfologia attuale, la stratigrafia e la geometria a grande scala dei depositi pliocenici.

Seguono poi foto più ravvicinate di affioramenti, intese a illustrare strutture significative dal punto di vista paleo-ambientale (tav. VIII-XIV).

La maggior parte delle panoramiche (I-IV) riguarda il lato meridionale del bacino, cioè la fascia più costiera.

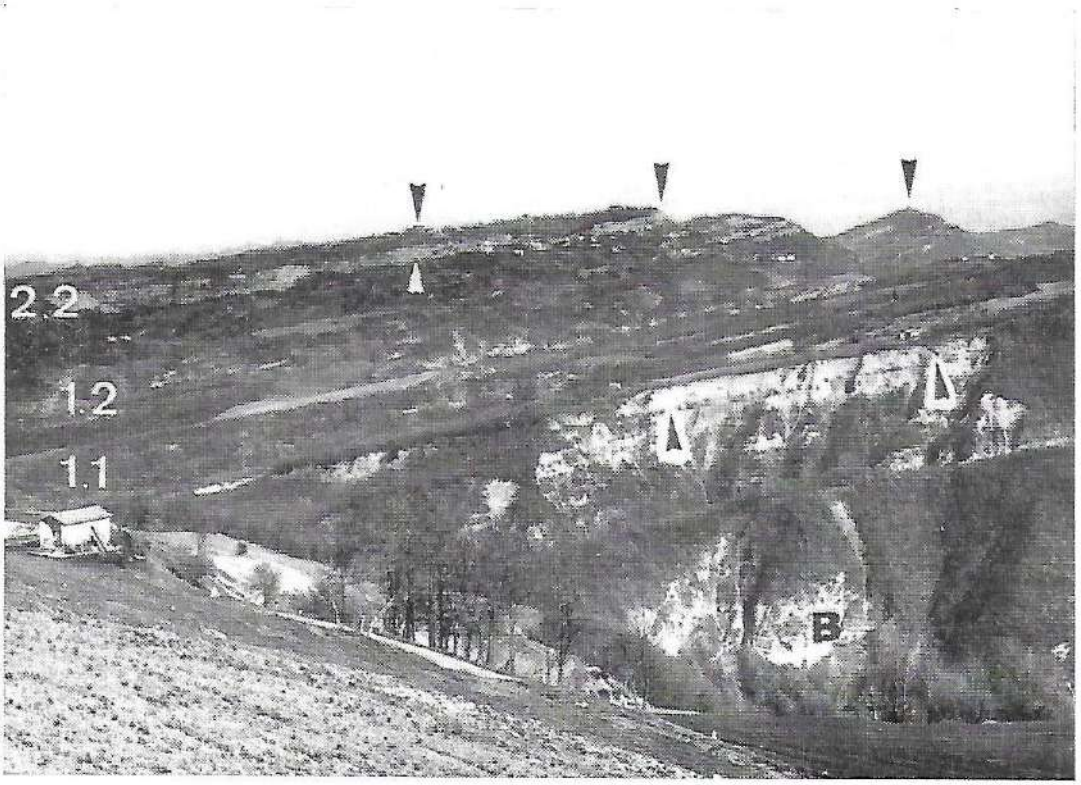


Tavola I

Fig. 1 - Versante destro del Savena. B, substrato miocenico eroso prima della subsidenza pliocenica (Formazione di Bismantova o «Schlier»; l'erosione è indicata dalla discordanza angolare a tetto, vedi frecce). 1.1, 1.2 e 2.2: unità plioceniche (vedi schema in fig. 4), rispettivamente conglomerati in corpi sovrapposti, argille con intercalazioni di conglomerati (pendio dolce interrotto da scarpate lineari) e arenarie del «contrafforte». Le frecce in alto indicano, da sinistra: affioramento in parete di tav. XI, Livergnano (e, dietro questa, le pareti di tav. II-2 e III), Monte delle Formiche.

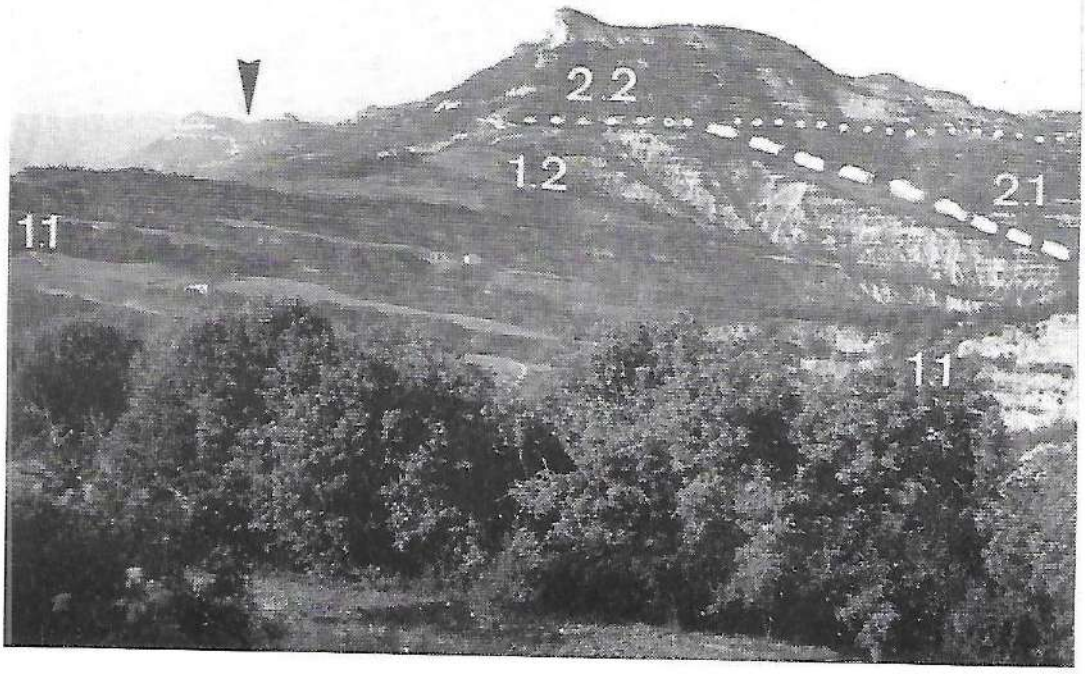


Tavola I

Fig. 2 - Versante sinistro del Savena, culminante in M. Adone. Stesse unità stratigrafiche che in fig. 1, con in più il riempimento della paleovalle del Savena (2.1), costituente la parte inferiore, lenticolare e discontinua, del 2° ciclo sedimentario pliocenico (P_2). Sono ben visibili, come bande più chiare in 1.2, i corpi conglomeratici dovuti a riempimenti di canali incisi in argille (vedi anche tav. V). Sullo sfondo, a sinistra, la valle del Setta con M. Mario: la freccia indica la posizione del Paleosetta, che scorreva, nel Pliocene, parallelo al Savena passando per Battidizzo (vedi fig. 4, testo).

Tavola II

Fig. 1 - Il fianco sinistro della valle «fossile» del Savena; il fondo è indicato dalla linea tratteggiata (continuazione di quella della tavola precedente), su cui poggiano in discordanza i banchi arenacei del riempimento. Orrido sotto Brento, numeri come sopra. La freccia indica l'affioramento di tav. X-2. In primo piano, le argille dell'unità 1-2 (campi arati).

Tavola II

Fig. 2 - Pareti subverticali a est di Livergnano. Sono costituite da potenti barre fluviali a strati inclinati (CL) che crescevano su una delle sponde di profondi canali sinuosi. Questi canali erano incisi e vagavano sulla piattaforma di delta che avanzavano verso il mare durante fasi regressive; essi intagliavano argille marine deposte durante le fasi di ritiro della costa (trasgressive): si veda il particolare in tav. X-1. Le barre di canale erano talora rimaneggiate, al tetto, dalle onde (depositi più sottili di spiaggia, vedi freccia).

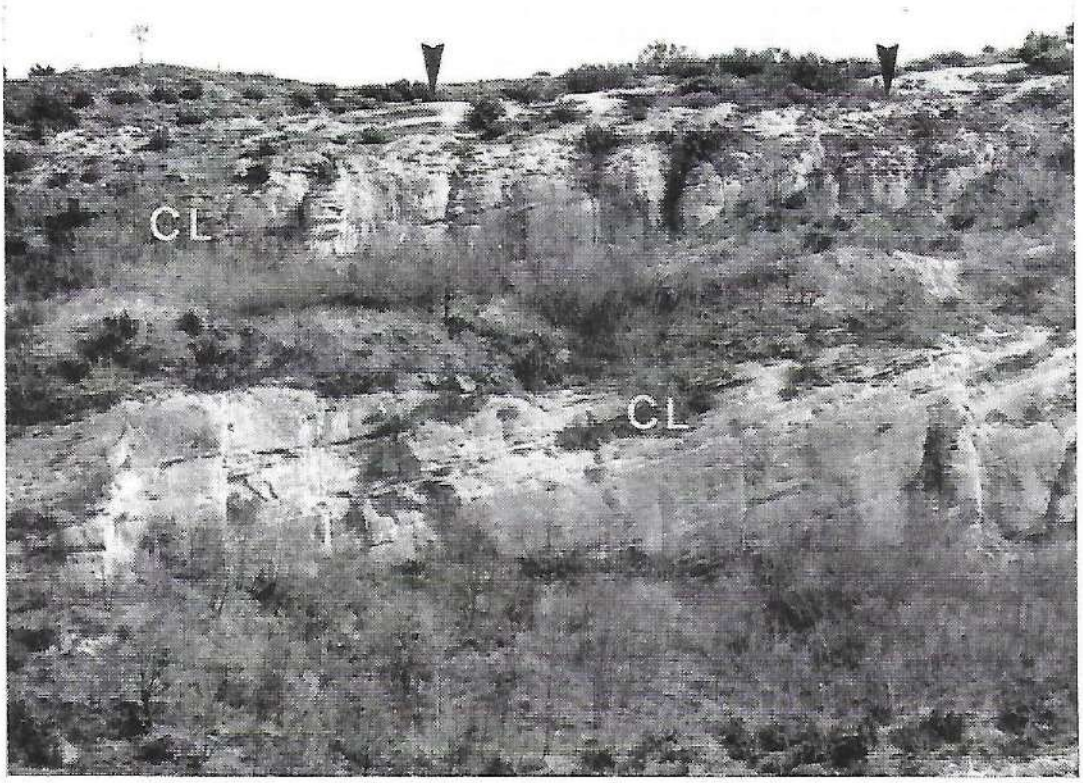


Tavola III

Fig. 1 - Gli stessi due corpi di tav. II con clinostratificazione primaria (CL) e discordanza angolare a base e a tetto (vedi anche tav. XI). Le frecce indicano sempre una paleospiaggia.

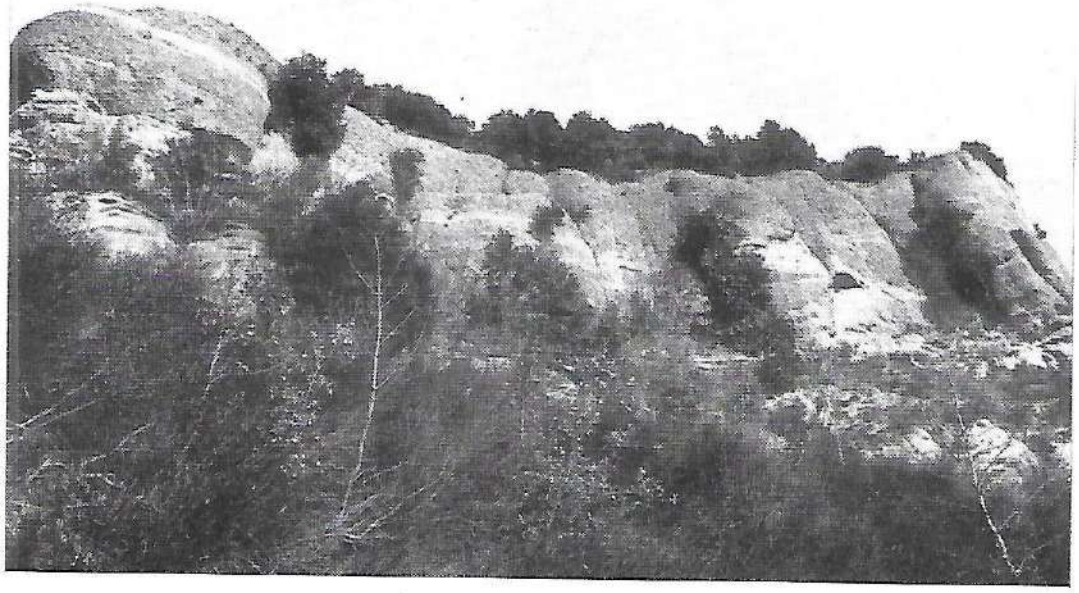


Tavola III

Fig. 2 - Aspetto «western» di un'altro corpo conglomeratico-arenaceo interpretato come antica barra di meandro, lungo il «contrafforte» tra Livergnano e lo Zena (sopra la stradina visibile nella tav. successiva).

Tavola IV

Fig. 1 - Orrido dello Zena (versante sinistro), corrispondente al riempimento sabbioso-ghiaioso della maggiore paleovalle pliocenica (vedi fig. 5 e 6 in testo), delimitata dalle linee a tratteggio. Si notano qua e là variazioni di spessore ed erosioni dei banchi; i corpi coperti da vegetazione in basso tendono a chiudere verso sinistra (ovest).

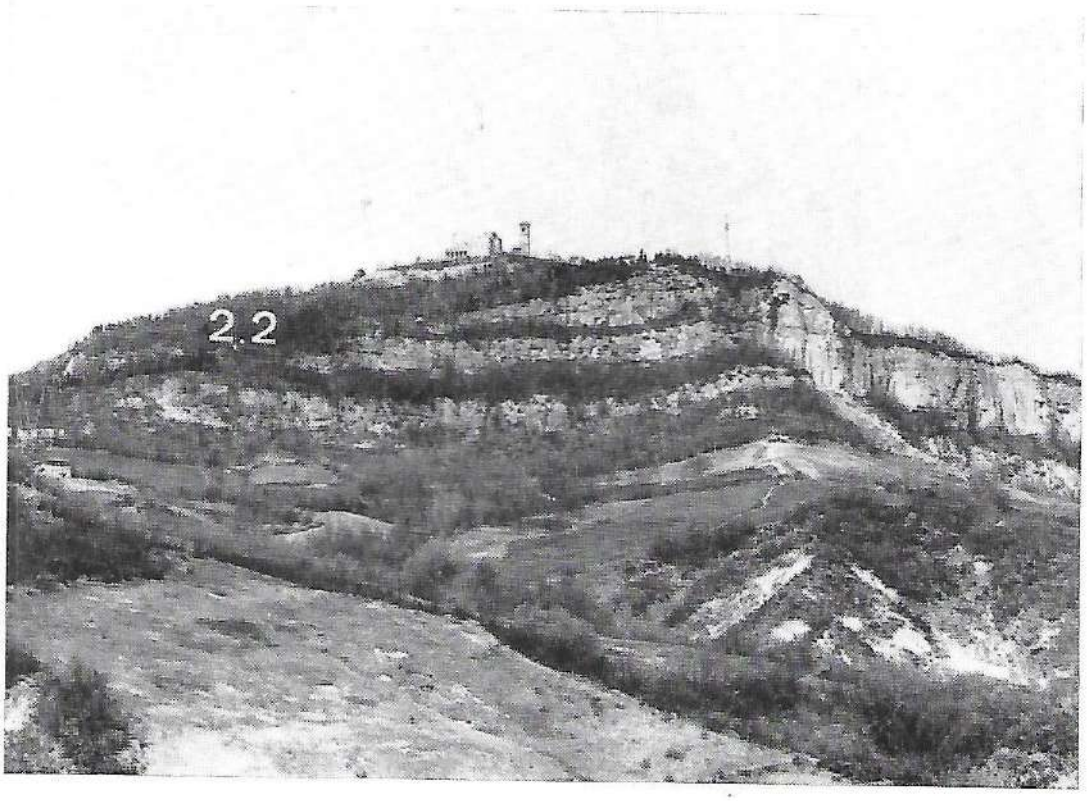


Tavola IV

Fig. 2 - La parete sud di Monte delle Formiche, formata dallo stesso tipo di corpi tabulari «canalizzati» (barre di canale) già visti, qui però di numero inferiore a sottolineare lo spartiacque, già esistente nel Pliocene, tra Zena e Idice (vedi fig. 4 in testo). In primo piano, marne con forme calanchive appartenenti alla Formazione del Termina semi-alloctona (Miocene alto).

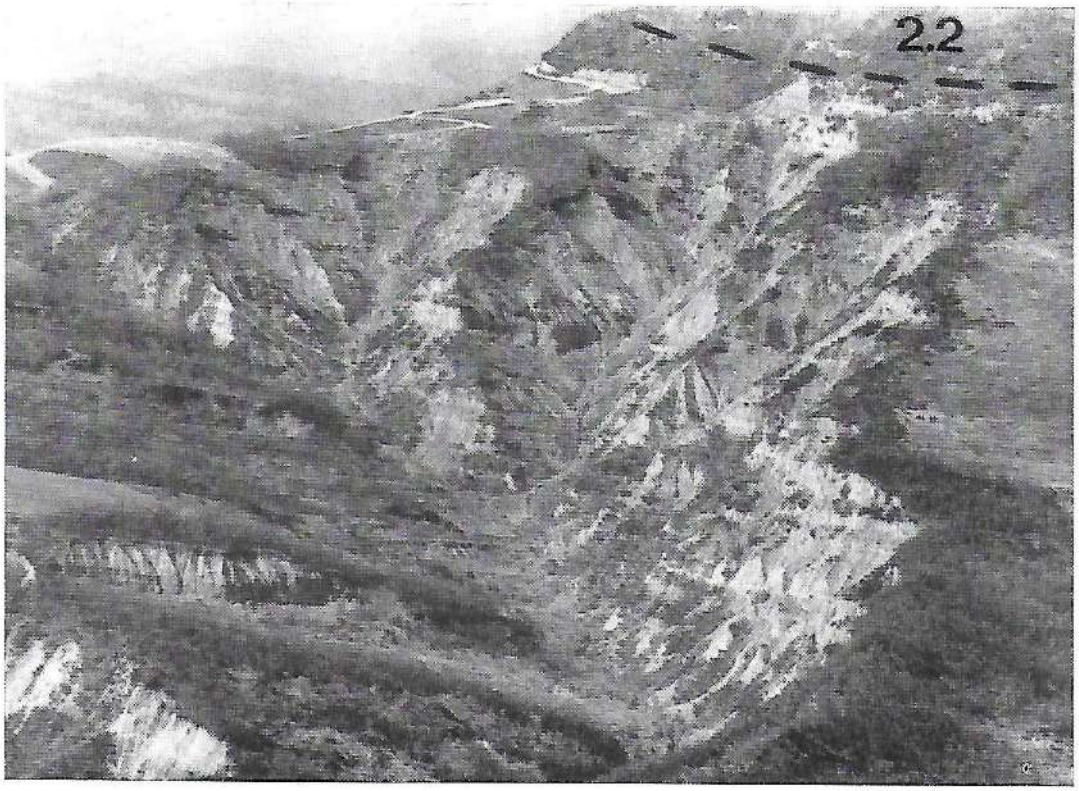


Tavola V

Fig. 1 - L'unità argillosa 1.2 dove raggiunge la massima potenza, sul versante sinistro del Savena sotto M. Adone. L'erosione calanchiva rivela cornici corrispondenti a intercalazioni lentiformi di conglomerati.

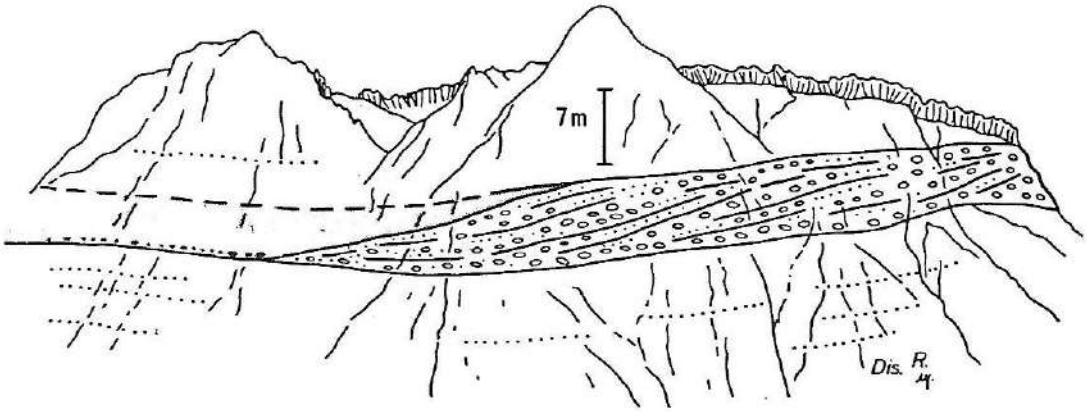


Tavola V

Fig. 2 - Schizzo dal vero di un corpo conglomeratico come quelli di fig. 1. La base netta e piana è dovuta a erosione di un canale sinuoso (meandro) che migrava lateralmente; la stratificazione inclinata indica la crescita di una barra di sponda (questa avviene lateralmente, verso il centro del canale e nello stesso senso di migrazione di quest'ultimo, perciò qui verso sinistra).
L'altra sponda, quella in erosione, del meandro non è visibile; si nota però che la migrazione, e quindi la crescita della barra, è cessata e il fango più scuro ha occluso il canale e coperto il fianco della barra. Si riconosce così la fossilizzazione di un taglio di meandro, cioè dell'abbandono di un tratto di canale sinuoso. Le argille in cui erano scavati questi canali non sono di origine marina, ma di acque salmastre e dolci (lagune, laghi costieri; vedi fig. 8 e 11 in testo).

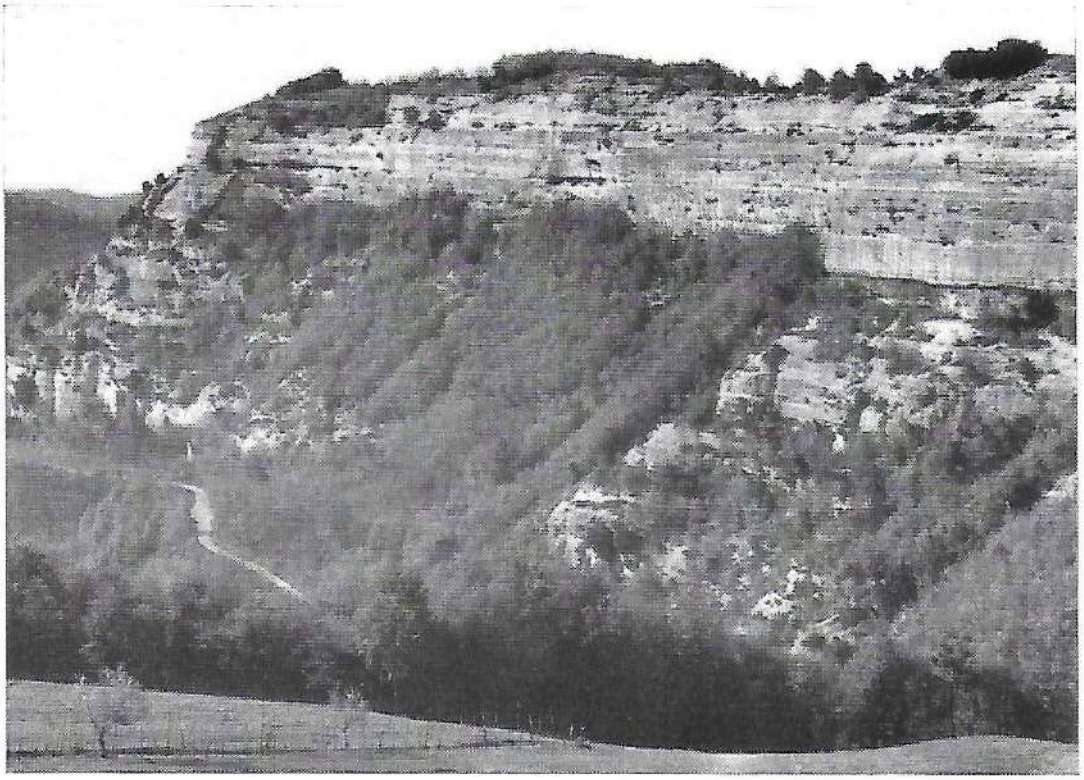


Tavola VI

Fig. 1 - Il contrafforte subito a NO di M. Adone. Si noti la differenza morfologica tra i banchi arenacei inferiori, più irregolari e lenticolari, e quelli più piani, tabulari e «saldati» della parete superiore. Ciò riflette ambienti originariamente diversi: i corpi inferiori sono interpretati come riempimenti di canali di foce poco profondi, instabili e intrecciati (poco sinuosi, come quelli degli alvei attuali del Setta e del Savena) che solcavano le parti basse, vicine al livello del mare (piana deltizia) di un apparato pliocenico (margine sinistro del paleodelta del Savena). I corpi superiori rappresentano invece, in prevalenza, spiaggie fossili (vedi fig. 4 in testo, e, per i particolari, tav. XIV).

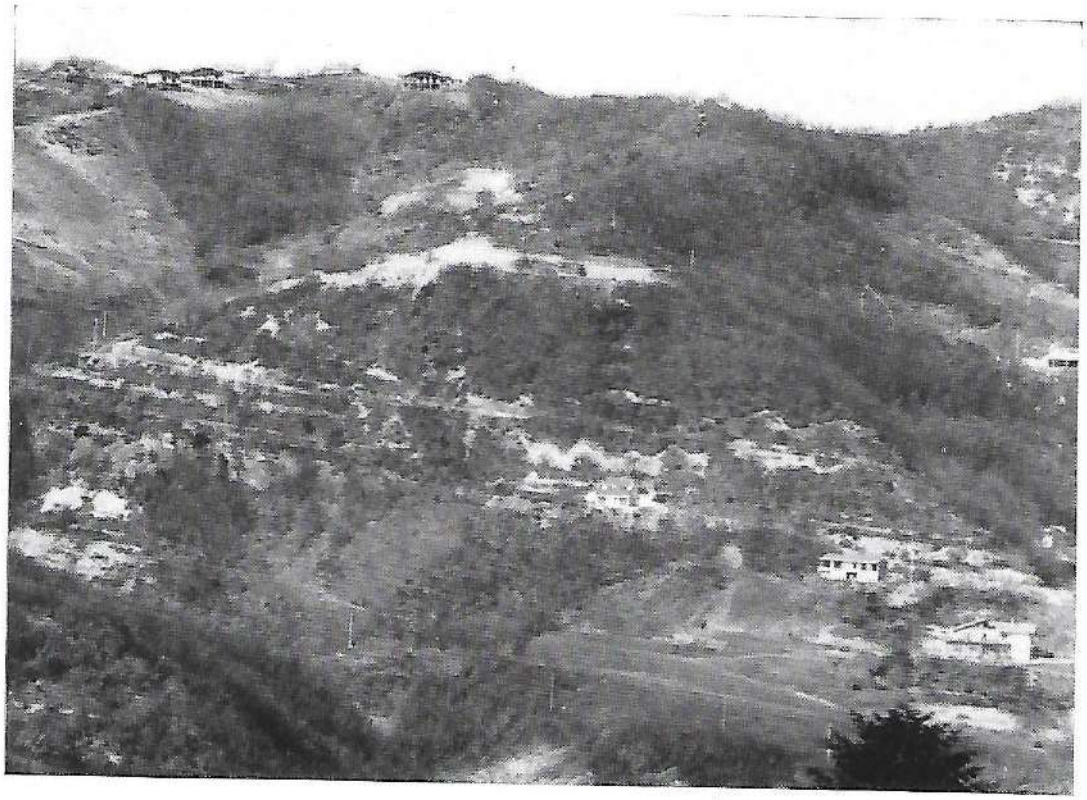


Tavola VI

Fig. 2 - In questo paesaggio vistosamente deteriorato pochi km a NE del precedente, presso Brento, si riconoscono ancora i due livelli: in quello inferiore troviamo adesso le spiaggie (parte sommersa del delta) che sostituiscono verso mare i canali e in quello superiore, dove la stratificazione è meno evidente, siamo in una zona più al largo (parte esterna della spiaggia, con maggior componente argillosa). La linea di costa si sposta, dunque, nel tempo, verso la catena emersa (=tendenze o fase tragressiva).

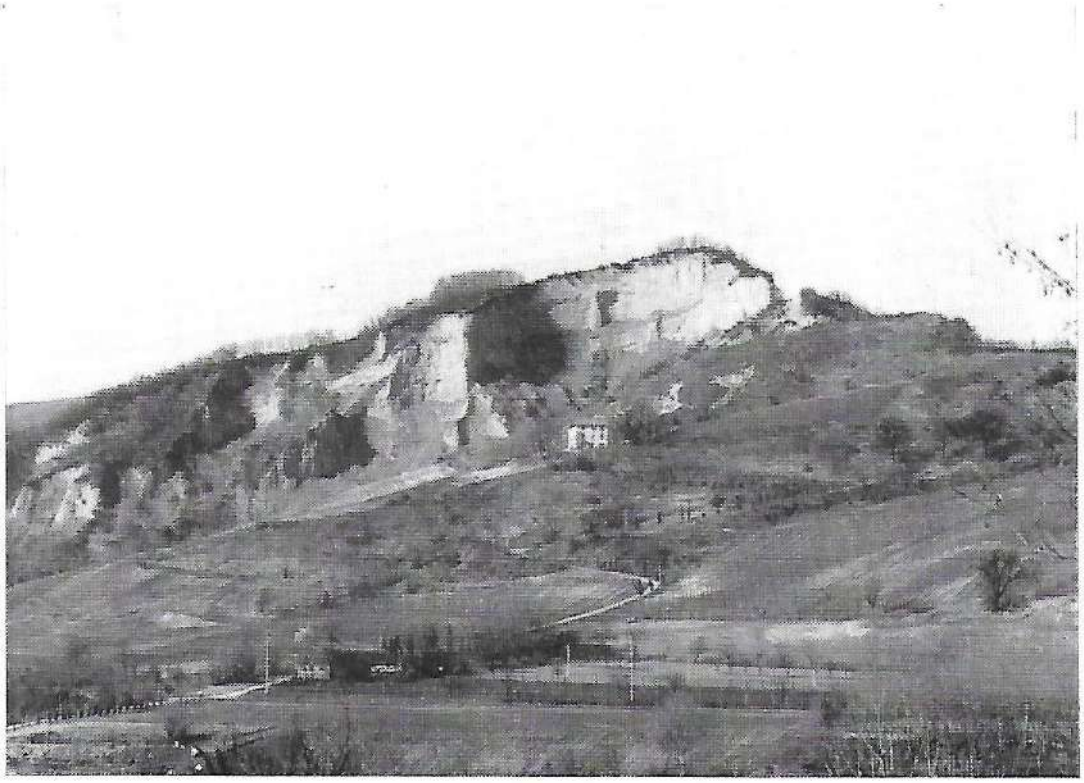


Tavola VII

Fig. 1 - Valle del Savena presso Pianoro: una lingua di sabbia costiera si protende verso il mare scomparso, in cui si depositavano i fanghi che ora sostengono il pendio inerbito. Numerosi corpi sabbiosi come questo si alternano verticalmente ad argille sabbiose in questa zona, corrispondente alla gamba settentrionale della sinclinale e alla parte «distale» (più lontana da costa) del bacino (fig. 5 in testo). Per i particolari, vedi tav. XIII.

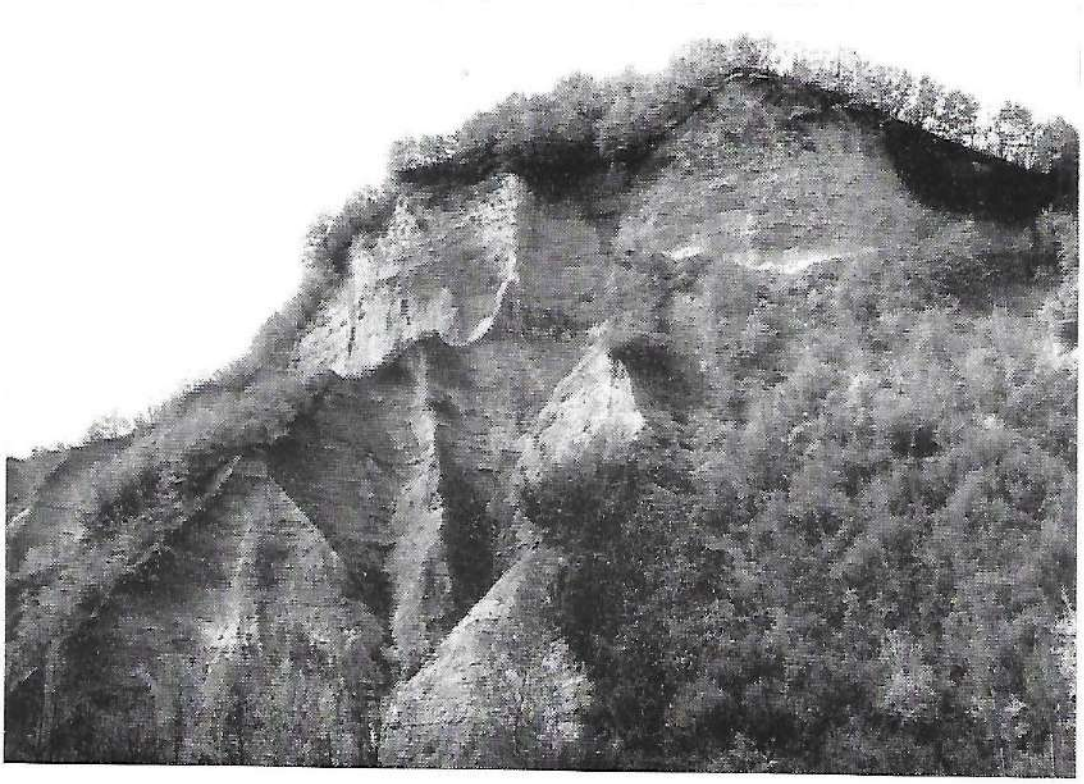
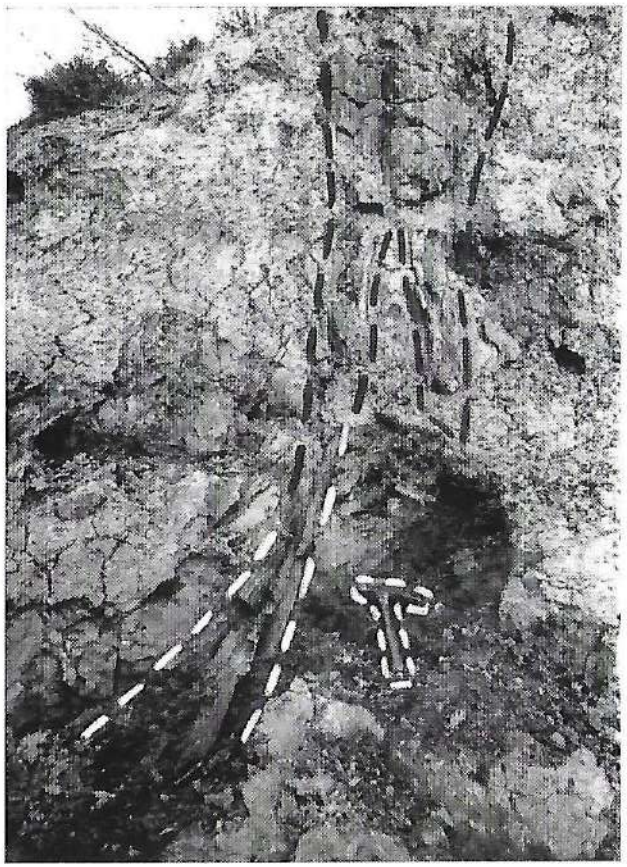


Tavola VII

Fig. 2 - Strada Zena-Zula: qui affiora un corpo sabbioso come il precedente (sabbie litorali), ma in più si vedono le argille sabbiose su cui poggia con contatto graduale. Le argille sono riccamente fossilifere e contengono strati di sabbia messa in sospensione e rideposta in occasione di grosse tempeste («tempestiti»). Per i dettagli, vedi tav. XV. Questa vista corrisponde alla «finestra» sul corpo guida B (fermata 3) in fig. 7 del testo.



Talova VIII

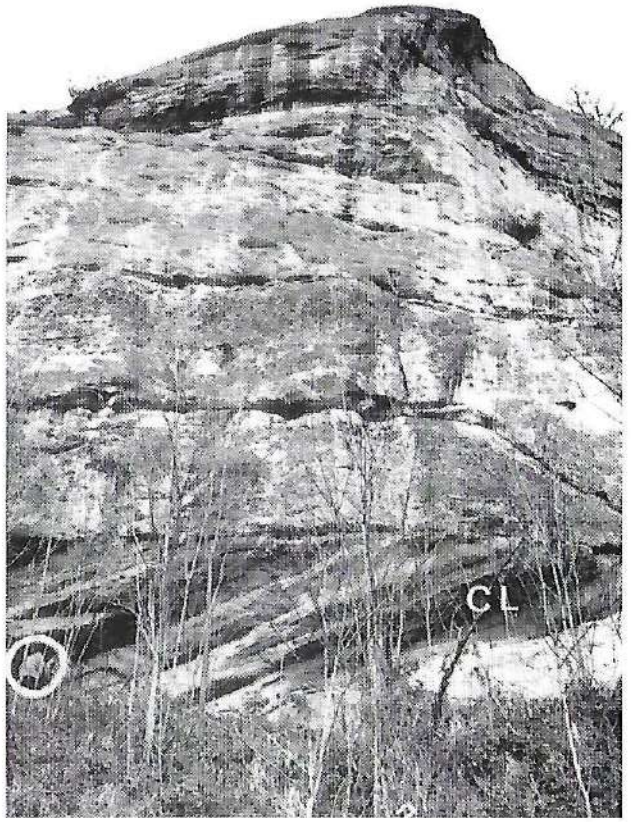


Tavola X

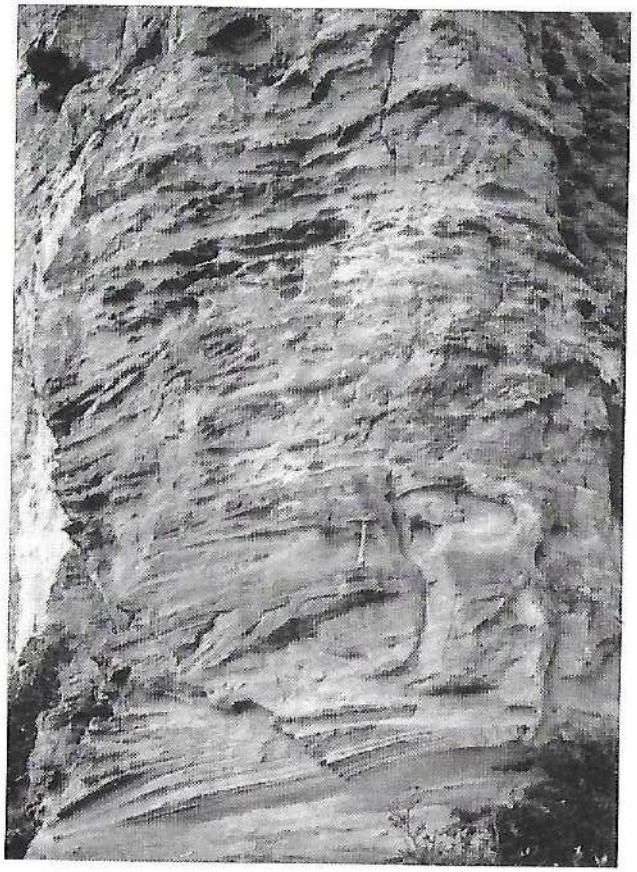


Tavola XIII

Tav. VIII
Ceppo fossile di pianta acquatica con profonde radici ramificate in fango originariamente subacqueo di baia o lago costiero-alluvionale. Rio Carbonara, unità 1.2 del ciclo sedimentario P_1.

Tav. X
Parete a NO di Livergnano in destra Savena (vedi tav. I, 1): serie di corpi arenaceo-conglomeratici sovrapposti. Quello basale, a grana più fine degli altri, mostra una clinostratificazione che indica accrescimento normale all'asse vallivo (CL): altro esempio di barra di meandro migrante in ambiente di foce deltizia. I corpi sovrastanti sembrano essere riempimenti di canali più rettilinei. Come scala, notare la persona entro il cerchietto in basso a sinistra.

Tav. XIII
Parete di M. Adone: questa colonna stratigrafica perfettamente esposta fa vedere una «pulsazione» trasgressiva entro depositi ben classati di spiaggia: dapprima (in basso) il fondo sabbioso era mobile e spazzato dalle onde, inospitale per gli organismi; poi, le strutture meccaniche (stratificazione incrociata) si fanno più piccole e sono sempre più obliterate dalle tane degli animali fossatori (diminuisce cioè l'apporto di sedimento e la turbolenza delle onde).

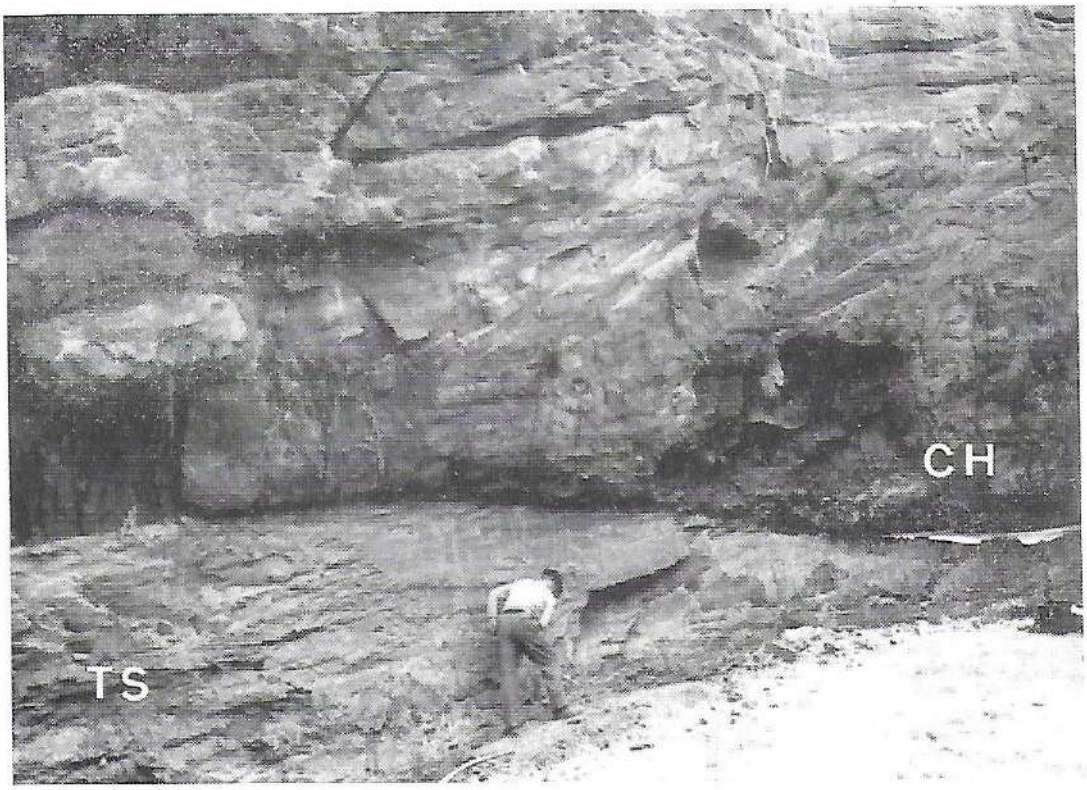


Tavola IX

Fig. 1 - Argille fossilifere (TS) deposte durante una fase di ingressione marina al margine sud del bacino presso Livergnano, troncate per erosione da un canale deltizio che marca una successiva fase di ritiro del mare e avanzata di un delta. Il canale (CH) era di tipo sinuoso-migrante ed era riempito da una «barra di sponda» sabbiosa che si sviluppava verso sinistra (vedi strati inclinati). L'affioramento è stato poi coperto da un muro di sostegno. La foto è dunque un documento importante, perché la base di questi corpi arenacei è raramente visibile, mentre qui se ne può provare il carattere erosivo.

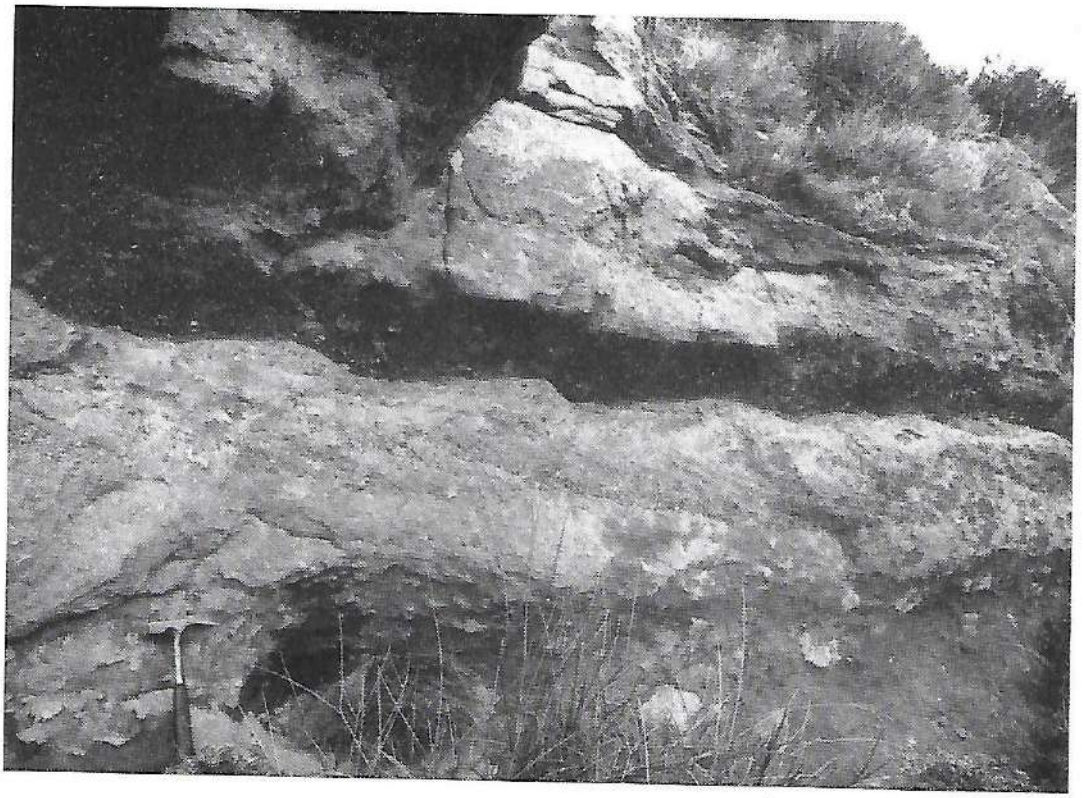


Tavola IX

Fig. 2 - Due strati di sabbia e ghiaietta fluviale che avanzano su sabbie massicce (su cui poggia il martello), «digerite» da organismi in ambiente di spiaggia sottomarina. Il tetto dello strato inferiore è increspato da antidune (forme del fondo migranti sopracorrente in una lama d'acqua sottile). Il mare era sulla destra. Sommità dell'orrido di Brento (vedi tav. II-1).

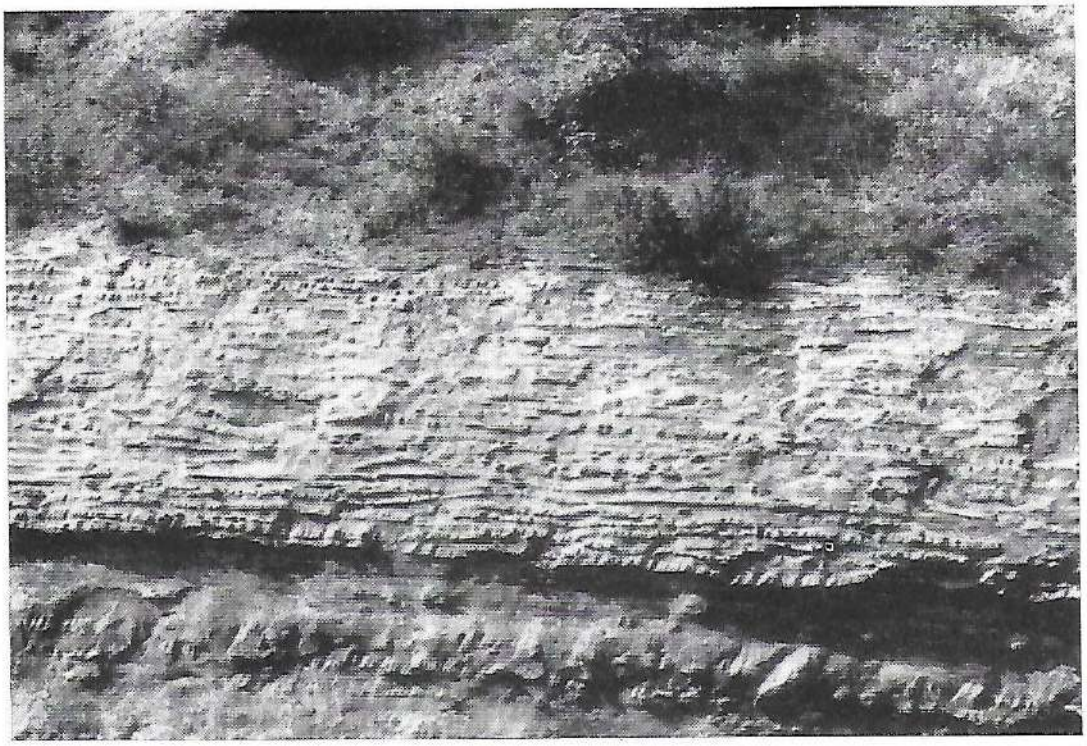


Tavola XI

Fig. 1 - Valle dello Zena, presso la strada di fondovalle, posizione corrispondente alla fermata 2 in fig. 4 del testo. Corpo arenaceo nella zona di transizione tra canali della piana deltizia e barre sabbiose sommerse. La straterellatura è data da alternanza di sabbie omogenee, «mangiate» da organismi in periodi più calmi, e sabbie laminate, «ripulite» durante tempeste dal moto ondoso.

Tavola XI

Fig. 2 - Dettaglio di un corpo come il precedente fotografato sull'alveo del Reno: si notano increspature (ripple) al tetto degli strati più sottili di arenarie «pulite» (sono quelle più cementate).

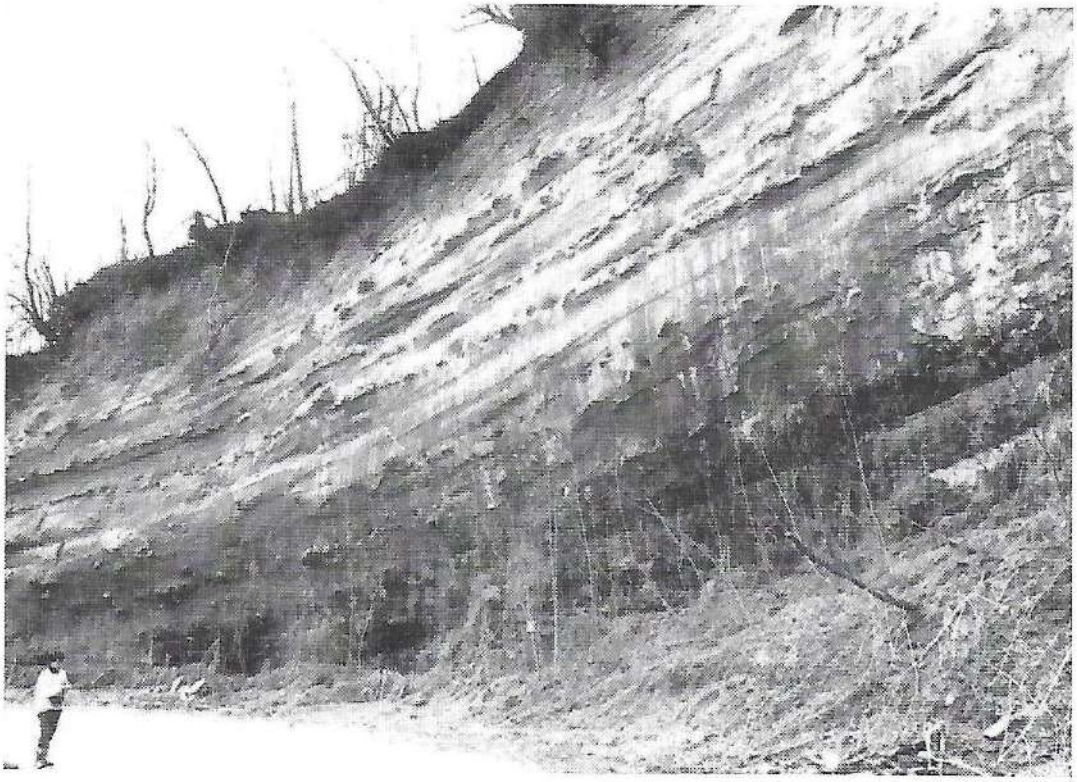


Tavola XII

Fig. 1 - Valle dello Zena, fianco nord della sinclinale: un corpo arenaceo con cogoli, prodotto da rielaborazione subacquea di depositi di foce. Vi è una maggior omogenizzazione della sabbia rispetto all'esempio della tavola precedente: probabilmente si trattava di un cordone poco profondo esposto pressoché in continuazione ad acque agitate.

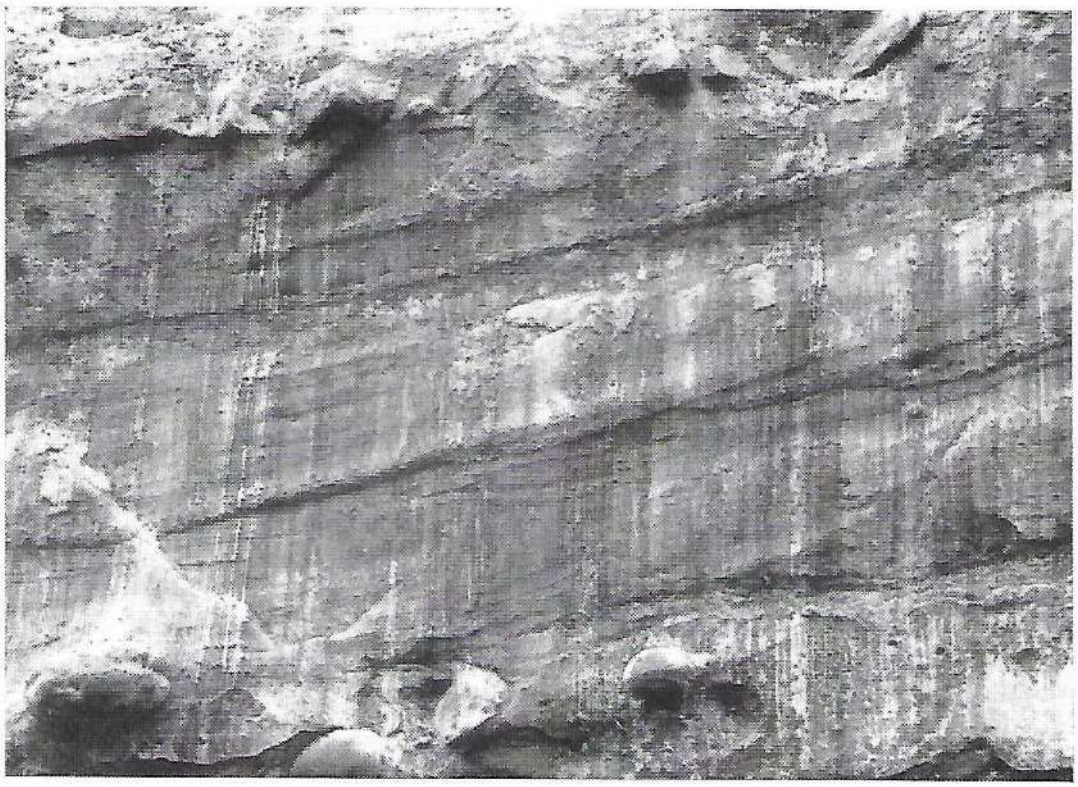


Tavola XII

Fig. 2 - Particolare della precedente: si notano pavimenti di conchiglie triturate e spazzate dalle onde più vigorose (tempeste).

Tavola XIV

Tav. XIV - Strutture da moto ondoso

Fig. 1 - Particolare della tav. VI-2. Strati cuneiformi: base tappezzata da conchiglie e tritume, coperta da lamine inclinate a basso angolo: spiaggia sommersa.

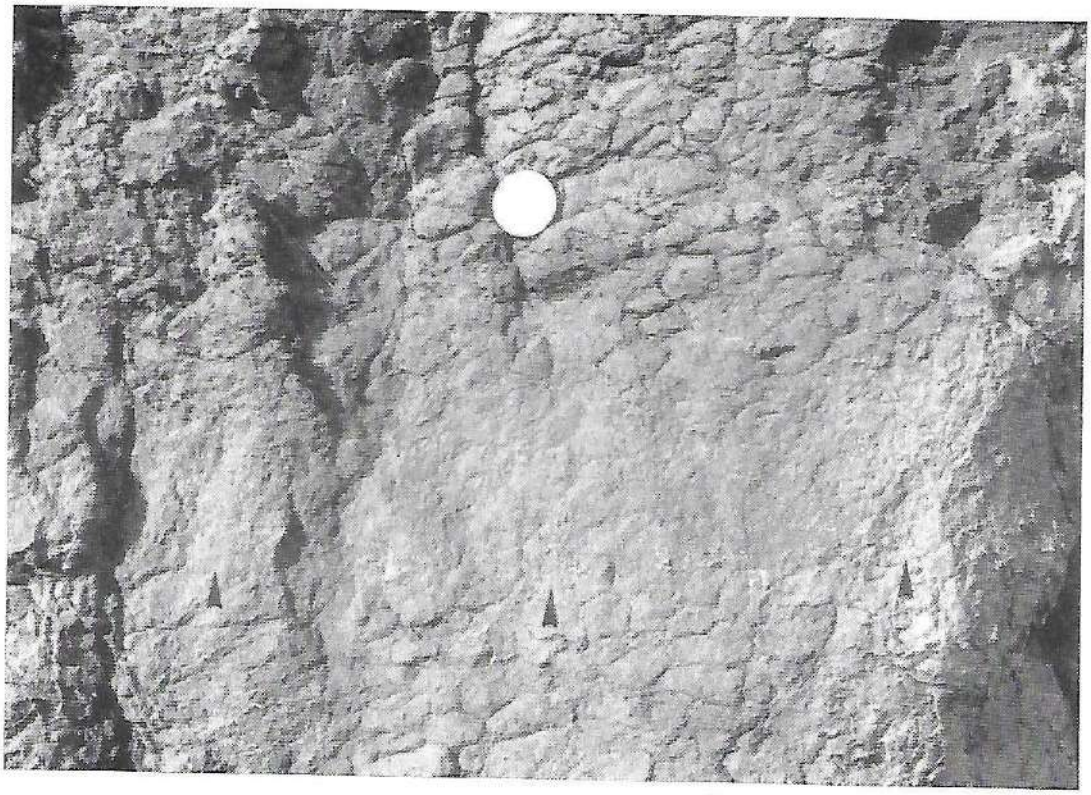


Tavola XIV

Fig. 2 - Sottile strato sabbioso con base (frecce) e tetto non ben distinti, in mezzo ad argille marine (in altri casi lagunari): è una piccola tempestite, o magari la parte terminale di uno strato potente come quelli di fig. 1 e tav. VIII-2 (sabbia «gettata» a intermittenza in un ambiente normalmente calmo).