

CORRADO CENCETTI (*)

EVOLUZIONE DEL RETICOLO IDROGRAFICO IN UN TRATTO UMBRO-MARCHIGIANO DELLO SPARTIACQUE PRINCIPALE DELL'APPENNINO (**)

Abstract: CENCETTI C., *Hydrographic net's evolution in an area of the main divide of the Apennines (Umbria-Marche)* (IT ISSN 0084-8948, 1988).

In the area between the Mesozoic relieves of Gubbio and the «Internal Umbria-Marche Ridge» (Northern - Central Apennines) the early evolution of the hydrographic network was controlled by the regressive erosion of the rivers draining eastwards (Adriatic Sea).

This phenomenon caused continuous captures of the subsequent streams having a direction parallel to the main structures (NW-SE), leading to a shifting westwards of the divide between the areas draining to the Adriatic Sea and to the Tyrrhenian Sea.

This trend ended when the Plio-Pleistocene distensive tectonics formed the lacustrine basin of Gubbio, W of the divide, lowering the local erosion base level, that caused a rejuvenation of the streams draining westwards and a migration eastwards of the Apennine hydrographic divide.

KEY WORDS: Dynamic Geomorphology; Hydrographic network; Neotectonics; Central-Northern Apennines.

Riassunto: CENCETTI C., *Evoluzione del reticolo idrografico in un tratto umbro-marchigiano dello spartiacque principale dell'Appennino* (IT ISSN 0084-8948, 1988).

Nella zona di spartiacque Tirreno-Adriatico compresa tra i rilievi mesozoici di Gubbio (Umbria nord-orientale) e quelli della «Dorsale umbro-marchigiana interna» (Appennino Centro-Settentrionale), l'evoluzione del reticolo idrografico è stata determinata in un primo tempo dalla regressione delle testate dei fiumi a drenaggio adriatico. Il fenomeno ha comportato catture successive di originari corsi susseguenti, ad andamento parallelo alle strutture principali (direzione NW-SE), provocando quindi uno spostamento iniziale verso W della linea di spartiacque principale.

Tale evoluzione è stata successivamente rallentata, fino all'arresto, dalla tettonica distensiva plio-pleistocenica che ha provocato la formazione del bacino lacustre di Gubbio, abbassando il locale livello di base dell'erosione. Ciò ha prodotto un ringiovanimento dei corsi d'acqua a drenaggio opposto, affluenti del F. Tevere, e quindi un'inversione di tendenza nella migrazione dello spartiacque appenninico.

TERMINI CHIAVE: Dinamica geomorfologica; Rete idrografica, Neotettonica; Appennino centro-settentrionale.

(*) Dottorando di Ricerca presso il Dipartimento di Scienze della Terra dell'Università di Perugia.

(**) Lavoro eseguito con Fondi 60% del M.P.I. Un ringraziamento particolare è diretto al prof. C. CATTUTO, per i suggerimenti forniti durante la stesura del lavoro e per la lettura critica del manoscritto.

LINEAMENTI GEOLOGICO-STRUTTURALI E CENNI SULL'EVOLUZIONE TETTONICO- SEDIMENTARIA MIOCENICA DELL'AREA

L'area in esame è compresa tra la dorsale umbro-marchigiana interna, della quale M. Nerone, M. Acuto, M. Catria e M. Cucco rappresentano le massime culminazioni orografiche, e la struttura positiva determinata dalla brachianticlinale di Gubbio, unico rilievo mesozoico interposto tra i massicci perugini di M. Tezio e M. Malbe e la catena appenninica (fig. 1).

Le formazioni flyschoidi di quest'area rappresentano il colmamento del «bacino umbro», la cui storia evolutiva è frutto dell'evoluzione strutturale miocenica. Se infatti all'inizio del Miocene è generale su tutta la zona umbro-marchigiana la deposizione del Bisciario e dello Schlier, i diversi spessori misurati in queste formazioni dimostrano in modo inequivocabile che fin dal Miocene inferiore esistevano irregolarità nel fondo marino (CENTAMORE & alii, 1977). Il Bisciario, ad esempio, mostra potenze che si aggirano sui 100 metri, ma a Gubbio lo spessore è di 17 metri, a Fossato di Vico addirittura di 5.

Subito dopo, mentre ad occidente si instaura una forte tendenza alla subsidenza che porta all'individuazione del vero e proprio «bacino umbro» (è qui che dal Burdigaliano si depositano le torbiditi della Formazione Marnoso-arenacea), nell'area lungo il magine sud-occidentale della dorsale umbro-marchigiana, che può essere considerata il limite del bacino torbiditico in questione, vengono raggiunti spessori piuttosto modesti e si sviluppano fenomeni di eteropia di facies tra la Marnoso-arenacea e lo Schlier qui sedimentati (lo Schlier in quest'area arriva infatti fino al Seravalliano). Probabilmente la dorsale eugubina, ormai in evoluzione, rappresentava una delle maggiori irregolarità del fondo marino.

È nel Tortonianiano che cominciano a registrarsi mutamenti profondi. La sedimentazione di tipo torbiditico continua solo in poche aree ristrette, con un notevole spostamento dell'asse del bacino verso NE associato ad una dra-

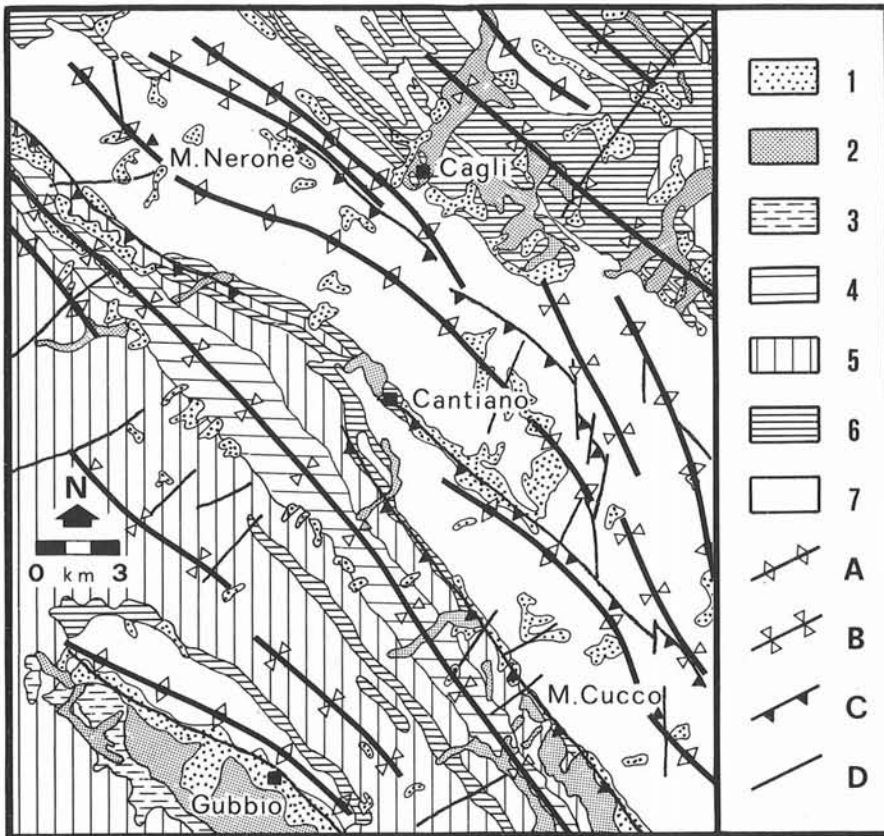


FIG. 1. - Schema geologico-strutturale semplificato. *Litologia*: 1) depositi di conoide e colluviali s.l. (Olocene); 2) depositi fluviali e fluvio-lacustri attuali e recenti (Olocene - Pleistocene sup.); 3) depositi lacustri (Pleistocene - Pliocene); 4) Arenarie e Marne di M. Vicino (Tortoniano p.p.); 5) Formazione Marnoso-Arenacea (Tortoniano p.p. - Burdigaliano p.p.) e formazioni flyschoidi dei "bacini minori torbiditici" dell'area marchigiana (Messiniano - Tortoniano); 6) Schlier e Bisciario (Serravalliano p.p. - Aquitaniano); 7) Successione calcarea della serie umbromarchigiana, dal Calcarea Massiccio alla Scaglia Cinerea, sia in serie completa che ridotta (Oligocene - Lias inf.). *Elementi strutturali*: A) asse di piega anticlinale; B) asse di piega sinclinale; C) principali fronti di accavallamento; D) faglia. Da: Carta Geol. d'It. 1 : 50.000 e Carta Geol. delle Marche (edita a cura del Dipartimento di Scienze della Terra, Univ. di Camerino), modificate.

stica riduzione delle sue dimensioni: da questo momento inizia a depositarsi il materiale clastico che darà origine all'accumulo di M. Vicino. Ciò, visto anche che le direzioni delle paleocorrenti registrate in tali unità testimoniano la presenza di apporti da SW, può essere interpretato come indizio di un basculamento del bacino umbro verso NE, che porta ad un sollevamento di tutta l'area sud-occidentale. Essa forse giunge, almeno in parte, all'emersione. Intanto la dorsale umbro-marchigiana costituisce, come in precedenza, una zona di alto strutturale, tale da continuare a rappresentare il margine nord-orientale del bacino di M. Vicino (CENTAMORE & alii, 1977).

La tendenza al sollevamento si mantiene costante per tutto il Messiniano ed il Pliocene, finché nel Pleistocene (forse già dal Pliocene superiore) l'intera area emerge.

Un'importante variazione morfologica deve essere considerata l'instaurarsi del bacino di Gubbio, per effetto della faglia diretta che borda i rilievi eugubini e che condizionerà direttamente l'evoluzione del rilievo e del reticolo idrografico. Per i dettagli della situazione geologico-strutturale si rimanda ai lavori citati in bibliografia.

Ai fini della ricostruzione paleogeomorfologica, gli elementi più interessanti sono:

— l'elemento strutturale rappresentato dalla costante direzione NW-SE degli assi delle pieghe è il fattore che ha maggiormente influenzato l'impostazione della rete idrografica originaria, controllandone anche la successiva evoluzione;

- la grande continuità areale della Marnoso-arenacea si riduce proprio nella zona tra Gubbio e Scheggia e risulta interrotta in due ristrette fasce, subparallele alla direzione delle strutture principali, dall'affioramento delle marne dello Schlier;
- un fattore di controllo determinante è risultata anche la dorsale di Serra di Burano, piega sinclinale che, con il suo nucleo tortoniano (Formazione delle Arenarie e marne di M. Vicino), dà luogo ad un classico esempio di inversione del rilievo.

CARATTERISTICHE GEOMORFICHE GENERALI

Molti corsi d'acqua presentano un regime con variazioni frequenti e, a volte, relativamente cospicue delle portate. È, questo, un fenomeno importante ai fini della produzione di certi morfotipi e dipende strettamente dalle caratteristiche litologiche delle formazioni presenti. Infatti, mentre nella dorsale umbro-marchigiana ed in quella eugubina è predominante la componente calcarea, il resto dell'area è quasi interamente costituito dai litotipi marnosi ed arenacei dei terreni flyschoidi miocenici, dallo Schlier in poi. Da qui la presenza, in tali aree, di una morfologia di tipo collinare, con forme abbastanza dolci a piccola scala e più aspre in dettaglio, che possono dar luogo a fenomeni di erosione e di denudazione superficiale localmente molto intensi, anche di tipo calanchivo e tali da impedire,



FIG. 2. - Il versante sud-occidentale di M. Cucco. Le *cuestas* allineate costituiscono un motivo ricorrente e sono generalmente determinate dalla particolare giacitura delle Marne a fucoidi alternate ai litotipi più competenti della Maiolica e della Scaglia s.l. (serie umbro-marchigiana).

o per lo meno ostacolare fortemente, qualsiasi possibilità di pedogenesi (es. l'intera zona del Buranese).

La quasi totale impermeabilità delle formazioni mioceniche favorisce inoltre tempi di corrivazione dei vari affluenti molto ridotti, determinando uno stretto rapporto tra entità delle precipitazioni e portate registrate (CATTUTO, 1973). Questo fenomeno risulta attenuato solo nei pressi della dorsale della Serra di Burano, dove le portate si mantengono relativamente più costanti. Infatti l'esistenza della falda è garantita sia dalla presenza di un nucleo arenaceo (Arenarie di M. Vicino), in cui è possibile lo svilupparsi di una fratturazione di origine secondaria che può fungere da via di infiltrazione preferenziale, sia da fattori strutturali (piega sinclinale); a ciò è dovuto l'allineamento di numerose sorgenti di trabocco in corrispondenza del contatto con il membro marnoso inferiore delle unità torbidiache di M. Vicino, nettamente più impermeabile. Tali emergenze, comprese quelle perenni, presentano tuttavia una portata estremamente esigua, e tale da non riuscire a volte neppure a crearsi un proprio canale di scolo. Ne consegue l'impregnazione degli strati marnosi sottostanti, che porta ad uno scadimento generalizzato delle loro proprietà meccaniche (DRAMIS & *alii*, 1976). Non a caso tale area è quella più sottoposta a degradazione per movimenti di massa.

Diversi sono i morfotipi presenti all'interno delle formazioni mesozoiche: gole e forre, meandri anche fortemente

incassati, spartiacque stretti ed affilati, testate fluviali concave, ben modellate, forme tipo *hogback* e *cuesta* particolari sui rilievi (figg. 2 e 3), versanti molto acclivi, valli sospese, scarpate di faglia e di linea di faglia evidenti, vallecicole a fondo concavo⁽¹⁾, discontinuità plano-altimetriche dei crinali ben conservate, sono tutti il segno tangibile del forte controllo litologico, strutturale e tettonico operato dal substrato calcareo che costituisce l'ossatura della catena appenninica umbro-marchigiana. Esso, data la forte competenza e coerenza dei materiali che lo costituiscono, permette ai morfotipi descritti di conservarsi in maniera nettamente migliore di quanto possa avvenire nelle formazioni flyschoidi mioceniche. In queste ultime infatti, gli intensi e più rapidi processi di versante ed i frequenti movimenti di massa tendono a mascherare più o meno completamente certe forme del rilievo (comprese quelle espressione di attività tettonica recente), rendendone spesso più problematica l'interpretazione.

⁽¹⁾ Spesso tali vallecicole risultano riempite da materiale incoerente, a luoghi ben cementato (fig. 4), costituito da elementi calcarei provenienti dalla disgregazione delle formazioni mesozoiche. Gli stessi depositi costituiscono sovente estese falde detritiche ai piedi dei rilievi e tra essi si riescono a volte a distinguere più generazioni di detrito, con nette discordanze angolari (es. lungo il corso del F. Burano, circa 2 km a monte dell'abitato di Cagli), assimilabili ai *grezès lités* o *éboulis ordonnés*, ben noti in letteratura e attribuiti a fasi erosive in clima periglaciale (G. B. CASTIGLIONI & *alii*, 1979; DRAMIS & *alii*, 1980; DRAMIS, 1984).



FIG. 3. - *Cuesta* lungo la Via Flaminia, sulla destra idrografica del corso d'acqua che attraversa la Gola delle Fucicchie (testata del F. Burano).

Una nota particolare riguarda la presenza, abbastanza diffusa in tutta l'area, ma particolarmente frequente in corrispondenza della Serra di Burano e dei rilievi eugubini, di lembi relitti di superfici spianate.

Esse si presentano oggi completamente denudate, prive di qualsiasi sedimento di tipo continentale e sono state distinte nella tav. 1 da quelle per le quali è chiara l'origine strutturale (assetto suborizzontale della stratificazione, for-

mazioni più erodibili intercalate ad altre a competenza diversa ecc.). Risultano suddivise, schematicamente, in due fasce altimetriche: una che si aggira intorno ai 650-700 metri s.l.m., l'altra compresa entro quote più elevate (850-900 m). Mentre per quelle più basse l'attribuzione a processi di spianamento di origine fluviale sembra l'ipotesi più probabile (fig. 5) e, in alcuni tratti, è possibile anche la distinzione in due ordini, più incerta è la definizione delle superfici



FIG. 4. - Depositi detritici cementati ad elementi calcarei lungo la valle del T. Sentino; morfologie di questo tipo, che interessano il colluvium, sono molto frequenti ai piedi dei rilievi mesozoici della dorsale umbromarchigiana.



FIG. 5. - Lembi relitti di superfici spianate allineate (probabili terrazzi orografici) lungo il corso del F.so di Burano. In sinistra idrografica, visibile quasi al centro della foto, la giacitura verticale degli strati arenacei esclude l'origine strutturale di tale modellato; evidente anche la netta rottura di pendio che marca una ripresa dell'erosione.

poste a quote maggiori: sono maggiormente estese, a volte il loro dislivello con gli alvei attuali raggiunge i 500 m e, se a piccola scala possono essere considerate semplici linee di cresta relativamente arrotondate (infatti si trovano in genere sulle sommità dei rilievi, ad es. Pian della Serra), tuttavia l'esame di dettaglio rende ragione del chiaro contrasto morfologico con le aree circostanti, nettamente più accidentate.

Superfici simili sembrano confermare le ipotesi di B. CASTIGLIONI, MERLA, SESTINI, sull'esistenza di un'antica superficie appenninica; del resto anche sulle sommità di buona parte dei rilievi calcarei che costituiscono la dorsale umbro-marchigiana sono presenti aree subpianeggianti, in netto contrasto con la morfologia dei versanti e dei fondivalle (NESCI & *alii*, 1982; DRAMIS & BISCI, 1986). Sono state descritte inoltre nell'Appennino centro-settentrionale da numerosi Autori, tra i quali vanno ricordati GONSALVI & PAPANI (1969), BERNINI & *alii* (1977), MARCHETTI & *alii* (1979) per l'Appennino emiliano, BARTOLINI (1980) per quello pistoiese e lucchese, SESTINI (1981) per il Chianti.

IL SISTEMA DI DRENAGGIO ATTUALE ED I SUOI RAPPORTI CON LA PALEOIDROGRAFIA

Sulla base di elementi geomorfologici caratteristici come l'allineamento di selle e cocuzzoli (questi ultimi interpretabili come residui di antiche linee displuviali), bruschi gomiti di cattura, lembi relitti di antiche superfici spianate (probabili terrazzi orografici) ed estesi tratti della rete idrografica attuale, è stata tentata una interpretazione di quello che può essere considerato il sistema di drenaggio superficiale originario, impostatosi subito dopo l'emersione definitiva della regione (Pliocene superiore circa).

Nell'attuale rete drenante spiccano alcune nette direttrici NW-SE, parallele tra loro, che risultano coincidenti con i principali assi strutturali dell'intera area. Ad esempio lungo la cerniera della sinclinale di M. Vicino si sono impostati corsi d'acqua che, pur defluendo inizialmente in direzione opposta, sono tutti affluenti e subaffluenti del F. Burano: Il F.so della Carda, il Fiume, il F.so Formignone, il F.so dei Furlani, il F.so dei Cerreti, il F.so di Serra Maggio e quello a Sud di Caprareccia.

Un'altra direttrice può facilmente essere riconosciuta tra il F.so del Molinaccio, il F.so di Burano, il T. Burano, il F.so della Gangana e il F.so Valdile, quest'ultimo già integrato nell'organizzazione fluviale del F. Chiascio (bacino del Tevere).

SELLI, nel suo lavoro sul bacino del F. Metauro (1954), interpreta tale andamento delle aste fluviali come relitti di antichi collettori drenati da un «paleo Chiascio-Topino» che faceva defluire le loro acque nel Mar Tirreno, dopo aver attraversato il lago pleistocenico di Gualdo Tadino (fig. 9). Esistono tuttavia indizi di ordine geomorfologico e sedimentologico che avvalorano un'ipotesi parzialmente alternativa, che mette in dubbio la possibilità di un drenaggio originario verso SE anche della porzione nord-occidentale dell'area esaminata.

Il T. Burano e il T. Balbano da una parte e il T. Certano-F. Bosso dall'altra, sembrano infatti aver subito uno sviluppo relativamente indipendente: le loro aree di testata presentano una morfologia concava e ben sviluppata nel complesso, tale da far pensare che l'attuale linea di spartiacque tra i due sistemi, tuttora ben marcata, sia una forma ereditata da un'antica zona rilevata, che probabilmente ha sempre costituito una linea displuviale, anche se secondaria rispetto a quella principale Tirreno-Adriatico. Non a caso, in corrispondenza di quest'allineamento tra-

sversale (SW-NE), si trova il Pian della Serra che, con i suoi 1 020 m di altitudine, rappresenta la più alta forma di erosione conservata, modellata sulle torbiditi del bacino umbro.

Gli studi di CENTAMORE & *alii* (1977) su tali unità flyschoidi hanno inoltre messo in evidenza come l'intero corpo lenticolare che oggi costituisce la sinclinale di M. Vicino risponda al modello di conoide affogata, proposto dagli stessi Autori, in base al quale la sedimentazione è avvenuta attraverso un canale alimentatore proveniente da SW che sfociava nella depressione allungata in senso appenninico e distribuiva il materiale sia verso NW sia verso SE (così testimoniano le direzioni delle paleocorrenti), creando dei paleopendii sommersi, immergenti nelle medesime direzioni. La zona in cui il canale alimentatore si immetteva nella depressione è stata localizzata da questi Autori proprio tra il F.so dei Furlani ed il F.so dei Cerreti, cioè in corrispondenza di Pian della Serra: tale area, in cui del resto si notano i massimi spessori registrati delle unità torbiditiche, non rappresentava quindi il depocentro del bacino torbiditico, ma l'apice della conoide sottomarina miocenica. Sembra lecito così supporre che, sottoposto alla tettonica compressiva mio-pliocenica, il materiale accumulato possa aver generato una zona nettamente rilevata proprio in corrispondenza della paleoconoide. Essa, saldandosi con la dorsale umbro-marchigiana all'incirca in corrispondenza della struttura di M. Petrano, costituiva un'originaria linea displuviale, trasversale a quella principale.

In pratica, riassumendo, la successione degli eventi che avrebbero portato all'attuale configurazione del reticolo idrografico, sarebbe stata la seguente:

- 1) deposizione della «paleoconoide» (in ambiente sottomarino), con canale alimentatore disposto secondo la direzione SW-NE;
- 2) compressione del materiale torbiditico in conseguenza delle spinte provenienti da W e SW, che si esplica tramite la formazione di pieghe, tra cui quella sinclinale di Serra Maggio: esse assumono una disposizione NW-SE, quindi trasversale alla direzione precedente;
- 3) emersione dell'area, con formazione di una linea displuviale trasversale alla dorsale umbro-marchigiana ed impostazione, *ab origine*, di bacini idrografici distinti, drenanti in senso opposto (NW e SE) con i loro collettori principali allineati secondo direttrici simili, perché impostati lungo gli assi delle pieghe.

Un reticolo del genere può quindi essere definito insieme conseguente e susseguente: il drenaggio, in parte verso NW ed in parte verso SE, era cioè favorito sia dalla situazione morfologica venutasi a creare dopo l'emersione ed in cui ha giocato un ruolo fondamentale la presenza della forte quantità di materiale accumulato dalla paleoconoide, sia da motivi di ordine strutturale rappresentati dall'andamento NW-SE degli assi strutturali. Quindi, in quest'ottica, i fossi di testata degli attuali T. Certano, T. Balbano e T. Burano non rappresenterebbero i relitti di collettori unici: il fatto che seguono direttrici simili sarebbe dovuto semplicemente a cause di ordine strutturale e litologico. Gli affluenti di testata del T. Certano e del T. Bal-

bano riescono infatti ad incidere il substrato fino a fare affiorare il membro marnoso inferiore dell'unità di M. Vicino. La situazione è rappresentata in fig. 6 a, dove viene proposto un modello schematico della rete idrografica impostata immediatamente dopo l'emersione; tale reticolo sarà successivamente smembrato dai numerosi episodi di cattura per erosione regressiva operati da Biscubio-Candigliano, Certano-Bosso e Burano da una parte e da Chiascio e Assino dall'altra (fig. 6 b-e). Da notare fin d'ora la convergenza verso SE di vecchi corsi d'acqua proprio in corrispondenza di una giunzione degli assi strutturali. Le catture più evidenti sono quelle operate dal Biscubio-Candigliano e dal Certano per la porzione a NW; l'evoluzione del reticolato idrografico nell'area a SE sembra invece essere stata pilotata soprattutto dalla gerarchizzazione del Burano e, in misura minore, da quella del Sentino e del Chiascio (tav. 1).

Un fatto degno di rilievo è che l'andamento del paleocorso riconosciuto in corrispondenza dell'allineamento fra il tratto di testata del T. Burano, il F.so della Gangana e il F.so Valdile giace in corrispondenza dell'asse di un'anticlinale, come accade anche per quello i cui relitti sono oggi rappresentati dal F.so Molinaccio e dal F.so di Burano.

Si potrebbe essere tentati di spiegare tale apparente anomalia esclusivamente con una diversità litologica: infatti, almeno per il primo dei due paleocorsi descritti, i suoi tratti «relitti» hanno accentuato oggi la loro azione di erosione lineare proprio lungo la stretta fascia in cui affiora lo Schlier. Il contatto tra questo e la Formazione Marnoso-arenacea costituisce senza dubbio un fattore di controllo litologico determinante, presentando le due formazioni un grado di erodibilità nettamente diverso. Tale spiegazione tuttavia non è valida per l'altro paleocorso, poiché in questa area lo Schlier non arriva ad affiorare.

Altre perplessità desta l'ipotesi stessa dell'impostazione di vecchie linee di drenaggio, la cui presenza sembra tuttavia inequivocabile: immaginando la paleogeografia immediatamente posteriore all'emersione, si può presumibilmente pensare che lo Schlier non affiorasse affatto, in quanto ricoperto dalla Marnoso-arenacea; essa fu probabilmente asportata in seguito, gradatamente, con il proseguire dell'erosione areale e lineare. Quali erano quindi le condizioni per l'impostazione di una linea di drenaggio superficiale?

È stata presa in considerazione l'ipotesi che una direttrice di drenaggio potesse essere costituita da fratture beanti presenti nella zona di cerniera dell'anticlinale, tali da costituire un primitivo richiamo idrico, successivamente evolutosi in un vero e proprio corso d'acqua. Rilevamenti geologico-strutturali di dettaglio (MENICETTI & PIALLI, 1987, in stampa) hanno però messo in luce la possibilità che lo Schlier rappresenti addirittura il livello di scollamento di un fronte di accavallamento (anzi di retroscorrimento) all'interno della Marnoso-arenacea, il che determinerebbe un contatto di natura tettonica tra le due formazioni mioceniche. Al di là della soluzione prospettata, resta comunque il fatto di una coincidenza, anche in questo caso, tra antiche linee di deflusso e direttrici strutturali e/o tettoniche.

Ritornando al F.so di Burano e alla zona di testata del

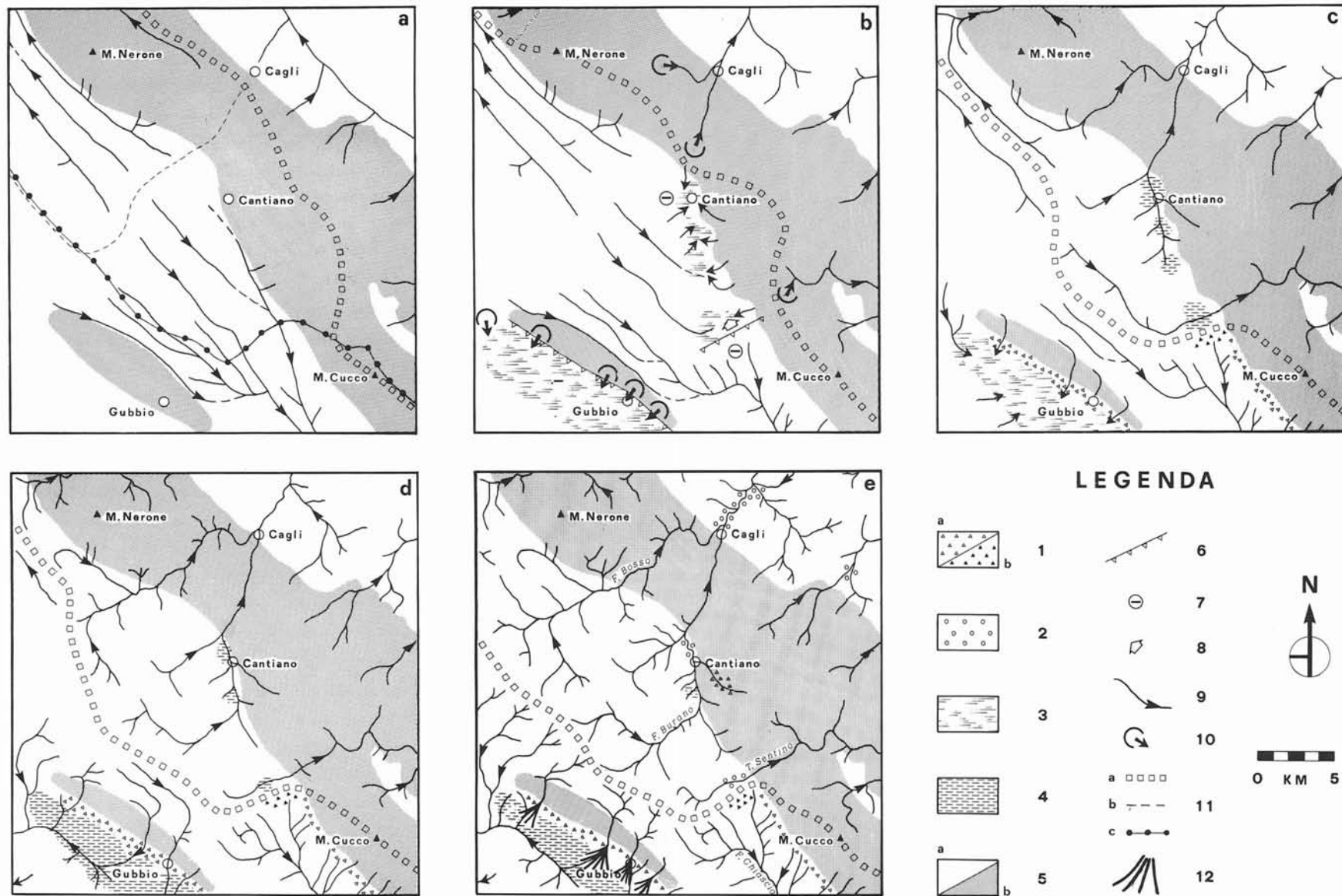


FIG. 6. - Evoluzione della rete idrografica (Pliocene sup. sub-attuale); a) dopo l'emersione, lo spartiacque Tirreno-Adriatico coincide con la dorsale umbro-marchigiana; la rete fluviale è costituita da una serie di corsi sub-paralleli, susseguenti, a direzione appenninica (Pliocene superiore circa); b) è già iniziata l'erosione regressiva di Burano e Sentino, con l'arretramento dello spartiacque; la tettonica distensiva imposta una serie di faglie dirette, tra cui quella di Gubbio, che determina la formazione di un bacino lacustre e il conseguente abbassamento del locale livello di base, e quella Bellavista - Cimitero di Scheggia che, basculando verso NW la tratta montana del Paleoburano, ne causa l'impaludamento (Pleistocene inf.?). c) Burano e Sentino drenano le piccole paludi ai bordi della catena appenninica; lo spartiacque arretra ancora, ma sono già evidenti le catture da parte dei corsi che attraversano i rilievi eugubini; è ormai colmato il bacino di Gubbio (Pleistocene medio-superiore); d) continua, da parti opposte, il gioco delle catture che porta al definitivo troncamento, in più punti, dei paleocorsi originari; lo spartiacque a N e ad E di Gubbio raggiunge la posizione attuale; vengono erosi quasi completamente i sedimenti fluvio-palustri depositi ai bordi della catena appenninica (Pleistocene superiore - Olocene); e) situazione praticamente simile a quella attuale: anche a NW lo spartiacque Tirreno-Adriatico raggiunge la posizione più arretrata: l'impostazione del bacino lacustre ha definitivamente «bloccato» la sua migrazione in tal senso e l'inversione di tendenza è già evidente nella forte erosione regressiva di Chiascio e Assino. 1) depositi colluviali (ad elementi: a = prevalentemente calcarei; b = prevalentemente marnosi ed arenacei); 2) depositi alluvionali attuali e recenti; 3) area impaludata; 4) depositi lacustri, palustri e fluvio-palustri; 5) basamento litoide pre-pleiocenico (a = prevalentemente flyschoidi; b = prevalentemente calcarei); 6) faglia diretta; 7) area ribassata; 8) basculamento; 9) traccia del paleocorso; 10) arretramento delle testate fluviali per erosione regressiva accelerata; 11) linea di spartiacque (a = Tirreno-Adriatico antico; b = secondario; c = Tirreno-Adriatico attuale); 12) apparati deiezionali della conca di Gubbio.

fiume omonimo, una nota particolare riguarda il maggior sviluppo che mostrano gli affluenti provenienti da SW: per il F.so di Burano sono quelli di sinistra idrografica (tra i più importanti il F.so di Salia e quello che defluisce dalle pendici di M. Cataneto); per l'altro essi costituiscono gli affluenti di destra (F.so di S. Margherita e corsi defluenti da Pian Martino e da M. il Cerrone). Un altro corso sviluppato notevolmente in direzione NE-SW è il F.so dei Tre Ponti, che si biforca in corrispondenza della testata. Del resto anche altri corsi d'acqua dei bacini contigui (per es. il T. Sentino) mostrano un notevole sviluppo lungo tale direzione, che appare nettamente anomala, in quanto trasversale alle strutture.

Tutti i collettori sopra citati sono in fase di erosione regressiva evidente; ciò è molto importante, perché lo spartiacque che li divide da quelli defluenti in senso opposto è, attualmente, proprio quello Tirreno-Adriatico. Il maggior sviluppo di tali affluenti, unito al forte potere erosivo può essere dovuto:

- alla presenza di una struttura come la dorsale di Serra di Burano che, con la sua altitudine, la maggiore raggiunta nella nostra zona, costituisce un forte ostacolo al potere erosivo degli affluenti opposti conseguenti (defluenti da NE) che, anche se numerosi, non riescono ad intagliare trasversalmente la struttura. Va visto in questo un forte controllo litologico esercitato dal nucleo arenaceo tortoniano che, come visto in precedenza, si lascia incidere preferibilmente in senso longitudinale, cioè parallelamente all'asse della sinclinale, al cui nucleo emerge per un buon tratto il membro maroso superiore dell'Unità di M. Vicino ⁽²⁾;
- in alcuni casi il fatto è dovuto alla presenza di discontinuità tettoniche, sicuramente identificate come faglie. Classico può essere considerato l'esempio del F.so di Salia, che risulta bruscamente allineato nella sua porzione terminale per gli effetti di una faglia diretta a direzione antiappenninica. È chiaro che tali dislocazioni costituiscono un motivo di ordine tettonico che facilita senza dubbio l'iniziale opera di regressione delle testate fluviali;
- in altri casi ancora, i corsi d'acqua sembrano seguire allineamenti preferenziali, trasversali alle strutture, che hanno tuttavia dimostrato di avere rapporti ben precisi con la tettonica locale.

Su tali elementi strutturali, che si sono dimostrati particolarmente interessanti, è opportuno soffermarsi. Essi sono stati definiti come fratture sulla base della fotointerpretazione, cioè su indizi di carattere geomorfologico quali apparenti anomalie del reticolo idrografico e morfosculture in genere (*sensu* PANIZZA & PIACENTE, 1976 e 1978) che sono risultate, come spesso accade (CARRARO, 1976), uno dei pochi mezzi di indagine, se non l'unico, utili alla loro identificazione. I risultati sono stati ovviamente messi a confronto con i dati di terreno, per verificare l'attendibilità e soprattutto la natura delle lineazioni e degli altri elementi morfologici osservati in stereoscopia: vengono in tal mo-

⁽²⁾ Perciò deve essere ancora di più sottolineato il forte potere erosivo del Biscubio, del Certano, del Burano, del Sentino e, in parte, del Balbano, i quali sono invece riusciti ad incidere trasversalmente, lungo linee preferenziali, la struttura di Serra di Burano.

do posti in evidenza due sistemi principali di «fotolineamenti» (NW-SE e NE-SW) che, secondo l'accezione di CARRARO & alii (1978), possono essere considerati veri e propri lineamenti; sono cioè stati esclusi tutti quelli che mostrano un'origine non naturale o semplicemente casuale del fenomeno.

Alcuni di essi sono da riferire a situazioni geologiche e strutturali chiaramente interpretabili (contatti tettonici o stratigrafici tra formazioni a diversa litologia, faglie intraformazionali, assi di pieghe con nucleo a diverso grado di erodibilità rispetto alle formazioni contermini, ecc.); per altri, riguardanti soprattutto il sistema a direzione NE-SW, non esistono invece elementi di così chiara identificazione: è a questi che è stato attribuito il significato generico di fratture, cioè di probabili strutture tensionali (*extension joints* degli Autori anglosassoni), che non offrono rigetti apprezzabili tali da poterli identificare come faglie, ma che rappresentano in ogni caso linee di debolezza all'interno della pila litoide, e che vanno senz'altro messe in evidenza (tav. 1) in quanto capaci di pilotare l'evoluzione del reticolo di drenaggio. A volte in verità, lungo tali lineamenti, sono presenti discontinuità planometriche sui crinali intercettati trasversalmente, cioè elementi che sovente vengono interpretati come indizi geomorfologici di faglie, a componente rispettivamente orizzontale o verticale predominante (AMBROSETTI & alii, 1976). L'esame sul terreno tuttavia non sempre offre un chiaro riscontro stratigrafico o per l'assenza di *markers* geologici, o per l'intensa coltivazione delle aree esaminate, o ancora per la loro impraticabilità; spesso pertanto indizi geomorfologici di questo tipo risultano i soli a suffragare l'ipotesi di discontinuità tettoniche. Si è preferito così cartografare in tav. 1 tali situazioni dubbie con il simbolo di faglia probabile.

Interessante è il caso del T. Sentino, in cui le lineazioni osservate all'esame delle foto aeree hanno trovato un riscontro diretto in corrispondenza della gola che il fiume incide all'interno del massiccio calcareo, immediatamente a valle dell'abitato di Scheggia: sono visibili infatti, questa volta direttamente sul terreno, una serie di *joints* ravvicinati, subparalleli alla direzione della gola, che devono avere certamente favorito l'azione di erosione regressiva del Sentino in questa area (fig. 7). L'esame diretto sul terreno di tali elementi strutturali risulta molto più agevole sul substrato calcareo (l'esempio descritto è stato rilevato lungo una scarpata di *cuesta*, sulla formazione della Scaglia rossa); più difficile è, per i motivi già descritti in precedenza, il controllo sul materiale torbiditico del flysch miocenico, in cui tali elementi risultano spesso mascherati e quindi non identificabili con sicurezza. Il Sentino si è così spinto abbondantemente ad Ovest della dorsale appenninica, incidendo anche la struttura di Serra di Burano e avendo dato luogo a fenomeni di cattura sia nei riguardi degli stessi paleocorsi visti in precedenza (cfr. F.so dei Tre Ponti), sia di un altro, probabilmente secondario, le cui tracce si perdono comunque in direzione NW, nei pressi della Valle della Faggia. Tale corso d'acqua probabilmente confluisce insieme con gli altri tra C. S. Filippo e C. Bruciata; valgono per questo le stesse considerazioni fatte per i paleocorsi precedenti, essendosi impostato in corrispondenza del nucleo di un'anticlinale in cui ora compare lo Schlier ombromarchigiano. Va messa in evidenza l'esistenza di un altro fenomeno di cattura nei suoi confronti, operato da un affluente di destra del F.so Valdile, che presenta le medesime caratteristiche di quello, già citato, del T. Balbano, ma in proporzioni nettamente più ridotte.

Va evidenziato, a questo proposito, ancora un altro importante allineamento con direzione NNW-SSE, tale da far pensare all'ipotesi di un altro paleocorso catturato dal

FIG. 7. - Valle del T. Sentino nei pressi di Scheggia: sono visibili sul terreno *joints* sub-parallel, evidenziati dalla maggiore densità di vegetazione, che presentano la stessa direzione della gola che il corso d'acqua incide attraversando il massiccio calcareo (circa 50° N).

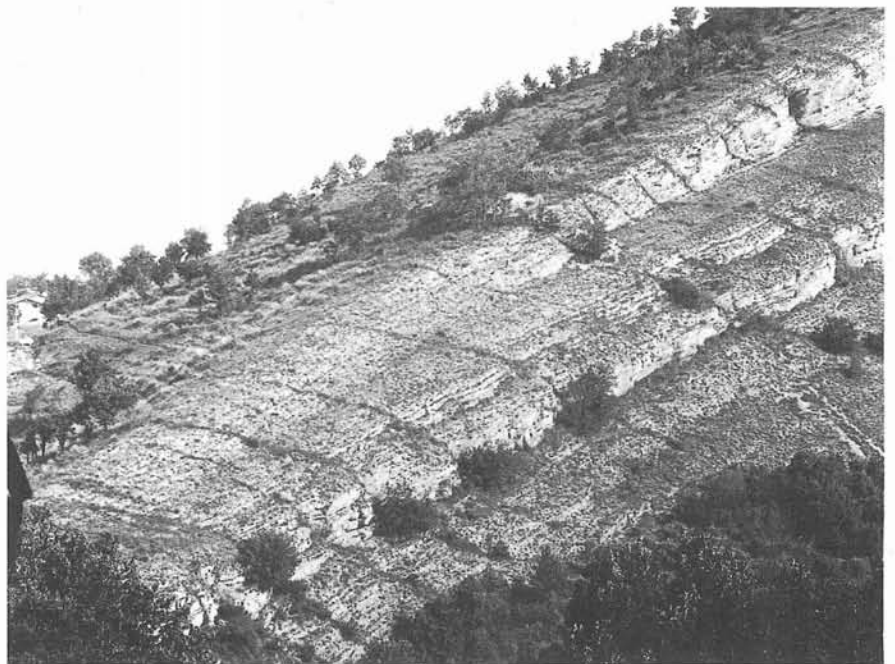


FIG. 8. - La scarpata morfologica tra il cimitero di Scheggia e Bellavista costituisce la linea di spartiacque Tirreno Adriatico (bacini del T. Sentino a sinistra e del F.so Chiasciolo, più depresso, a destra), ed è disposta trasversalmente rispetto alla struttura appenninica, visibile sullo sfondo. Tale morfologia è ciò che rimane della scarpata di faglia in seguito alla quale si è avuto il basculamento verso NW dell'area a sinistra nella foto, con la conseguente troncatura del paleocorso Burano-Chiasciolo.

Sentino. Si osservi il tracciato dell'affluente del F. Burano che costeggia la Via Flaminia e attraversa la Gola delle Fucicchie, il quale prosegue verso Nord con il corso principale del Burano p.d. e idealmente continua in direzione Sud con il F.so Chiasciolo che drena in senso opposto (bacino del F. Chiascio): lo stesso SELLI, nel lavoro già citato, considera anche questo presunto paleocorso come uno degli immissari del lago pleistocenico di Gualdo Tadino.

Sono tuttavia descritti, qui di seguito, elementi di natura geomorfologica che, pur convalidando l'ipotesi del paleocorso, contrastano con quella di una cattura da parte del Sentino, e contemporaneamente forniscono una spiegazione plausibile riguardo al problema dell'inversione del senso di deflusso subita dal Burano in quest'area:

- la linea di spartiacque Sentino-Chiascio (che poi coincide con quella Tirreno-Adriatico) è marcata per circa 1,5 km da una scarpata molto netta che si segue dal cimitero di Scheggia fino a Bellavista (fig. 8) e che deprime fortemente la zona di testata del F.so Chiasciolo (affluente di sinistra del F. Chiascio) rispetto alla quota dell'attuale alveo del Sentino;
- lo stesso Chiasciolo presenta una zona di testata nettamente concava ed in chiara fase di erosione regressiva, per il brusco salto tra la quota del suo alveo e quella del Sentino;
- tutta la testata del F. Chiascio (T. Chiascio Grande, F.so Valdile, F.so di Rancana e F.so Chiasciolo) è, nel suo insieme, troncata nettamente da una lineazione pa-

rallela al corso del Sentino, di cui proprio la scarpata su nominata rappresenta la porzione nord-orientale; è come se il Chiascio abbia incontrato un forte ostacolo all'ampliamento della sua testata verso tale direzione; — anche il tracciato del Sentino risulta in questa fascia apparentemente anomalo: fin dalla zona a monte del centro abitato di Scheggia presenta infatti dei tratti praticamente rettilinei, se si prescinde dai dettagli, e non alimentati da affluenti, se si esclude qualche breve fosso di ruscellamento concentrato, separati tra loro da bruschi gomiti. Una situazione di questo genere fa propendere per un'azione di erosione regressiva molto intensa e rapida da parte del Sentino: da qui il suo basso grado di gerarchizzazione dell'area di testata.

Una spiegazione a questi dati di carattere geomorfologico è la presenza di una faglia diretta (figg. 8 e 10), associata ad un sistema di fratture tra loro vicarianti, come suggerisce il corso del Sentino, con direzione all'incirca NE-SW, che può aver giocato in maniera tale da rialzare il blocco a monte, basculandolo contemporaneamente verso NW: il paleo Burano-Chiasciolo si sarebbe così smembrato e il tratto montano avrebbe invertito il suo drenaggio in tal senso, costituendo l'attuale asta fluviale che defluisce parallelamente alla dorsale umbro-marchigiana tra i paesi di Pontericcioli e Cantiano (CATTUTO & alii, 1987, in stampa).

In quest'ottica va probabilmente inserito il ritrovamento di depositi argillosi di facies lacustre, a circa 2-3 metri dal piano di campagna, in una serie di sondaggi effettuati sul-

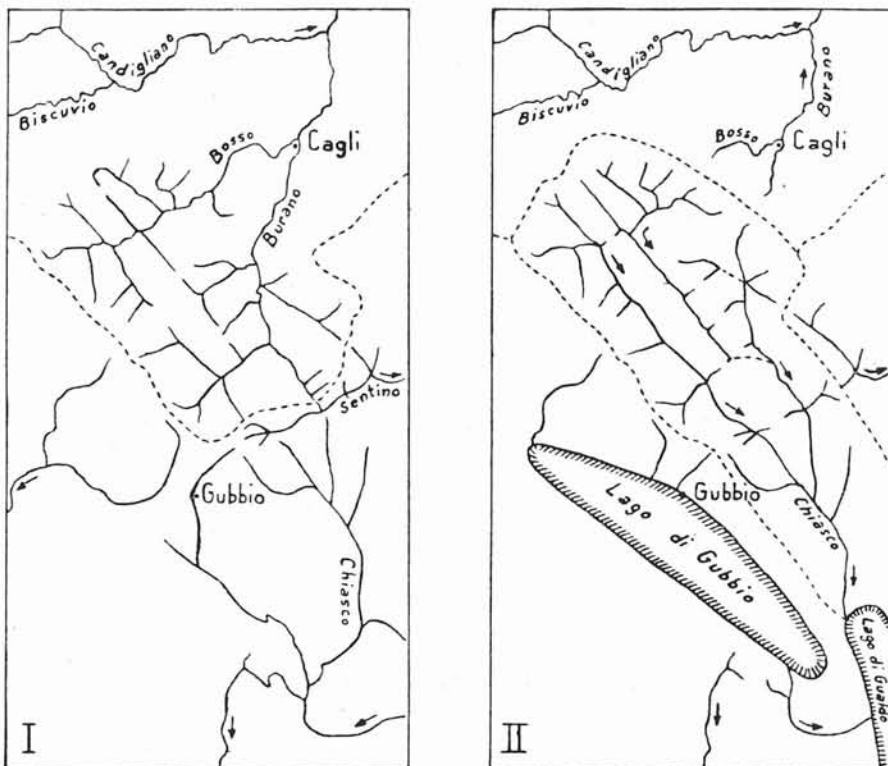


FIG. 9. - L'evoluzione del reticolo idrografico a seguito di catture fluviali nell'alto bacino del F. Metauro, secondo SELLI (1954). I) idrografia attuale; II) idrografia alla fine del Pliocene; linea tratteggiata: spartiacque Tirreno-Adriatico. Scala 1:500 000.



Fig. 10. - Evidenze della faglia descritta in fig. 8 in un affioramento di Scaglia Rossa lungo la strada Scheggia - M. Cucco.

la destra idrografica del Sentino, poche centinaia di metri a monte dell'abitato di Scheggia ⁽³⁾: esso testimonia la presenza di un piccolo bacino instauratosi nell'area oggi occupata dalle alluvioni del Sentino, che rimase presumibilmente impaludata nel periodo immediatamente precedente a quello in cui ebbe luogo l'inversione del senso di deflusso da SSE a NNW del paleocorso Burano-Chiasciolo. D'altra parte tutto il corso del F. Burano, compreso tra la gola delle Fucicchie e l'abitato di Cantiano, è disseminato di piccoli lembi relitti di depositi antichi limo-argillosi di origine fluvio-lacustre, i quali rendono verosimile l'ipotesi di un generale impaludamento di quest'area nello stesso periodo (fig. 6 b).

Il Sentino, impostatosi in corrispondenza del sistema di fratture descritto, si sarebbe insinuato in un secondo momento proprio a cavallo del nuovo spartiacque così formato, accentuando la sua azione di erosione regressiva e riuscendo sia a drenare l'area impaludata, sia a catturare i paleocorsi posti immediatamente più ad Ovest. In questa ricostruzione trova una sua più organica collocazione anche l'ipotesi di inversione del senso del deflusso del Sentino affermata in CENTAMORE & alii (1978 b), basata sul ritrovamento del deposito alluvionale più antico presso Scheggia, le cui strutture sedimentarie indicherebbero un

⁽³⁾ I sondaggi, effettuati per la realizzazione di un laghetto collinare, hanno evidenziato la presenza, in superficie, di depositi fluviali prevalentemente argillosi con clasti arenacei che sono da mettere in relazione con le attuali alluvioni del T. Sentino; tale corso d'acqua infatti, fino a questo punto del suo tracciato, incide il suo alveo esclusivamente all'interno del flysch miocenico. Al di sotto è stata rinvenuta un'argilla plastica di colore azzurrognolo che presenta strettissime analogie con quella rinvenuta nel «Complesso argilloso-lignitifero» dei depositi villafranchiani del bacino lacustre di Gubbio (GE.MI.NA., 1963). La sua potenza è ridotta, lo spessore medio si aggira intorno ai 2-2,5 metri. Essa poggia, a sua volta, al di sopra di un membro, ancora di origine fluviale, caratterizzato da sabbie sciolte con ciottoli anche arenacei, ma soprattutto calcarei, ben elaborati, che è probabilmente da interpretare come il residuo dei depositi del paleocorso Burano-Chiasciolo, proveniente dai massicci calcarei della dorsale umbro-marchigiana.

primitivo drenaggio verso SW. Più che ad un originario senso di scorrimento in tale direzione del «paleo Sentino», tali sedimenti sembrano verosimilmente da attribuire ad uno dei brevi corsi conseguenti che defluivano dalla dorsale umbro-marchigiana e che colmarono l'area impaludata venutasi a creare presso Scheggia in seguito all'attività della faglia Bellavista-Cimitero di Scheggia (fig. 6 b).

Una funzione drenante deve aver avuto del resto anche il medio corso del Burano che, erodendo regressivamente, si è insinuato attraverso la dorsale umbro-marchigiana fino a raggiungere la zona di Cantiano: è molto chiara infatti la brusca deviazione verso NE che tale corso d'acqua subisce in corrispondenza della confluenza con il T. Balbano (fig. 6 c).

Superando l'attuale spartiacque Tirreno-Adriatico, gli unici corsi d'acqua di una certa importanza, oltre il F. Chiascio, sono quelli che incidono la dorsale eugubina; fra questi, tre sono quelli che si spingono con la loro testata a ridosso dello spartiacque principale: il T. Assino, il T. S. Donato e il F.so Canalecce. È chiaro che l'incisione della dorsale, che con i suoi estesi affioramenti calcarei offre senza dubbio un ostacolo notevole alla regressione delle testate, deve essere avvenuto anche in questo caso in corrispondenza di zone meno resistenti ad un'azione di erosione lineare.

Forse è stata questa considerazione ad indurre BARNABA (1958) e CONEDERA & PISTOLESI (1958), che si sono basati sul rilevamento del primo per la loro interpretazione fotogeologica dell'area tra Gubbio e Scheggia, a porre una faglia in corrispondenza di ogni valle trasversale all'asse dell'anticlinale eugubina. Un attento esame in campagna non ha tuttavia evidenziato conferme di ordine stratigrafico a sostegno di questa ipotesi; è altresì probabile che, anche in questo caso, grosse diaclasi, non necessariamente con rigetto apprezzabile, abbiano giocato un ruolo determinante pilotando l'azione erosiva dei corsi d'acqua.

Un fatto comunque sembra evidente: la forte erosione regressiva operata dai corsi che sfociano nella pianura di Gubbio è determinata senza dubbio dal forte abbassamento del livello di base locale che deve essersi verificato nel periodo in cui si formò la conca lacustre per opera della faglia diretta che separa i rilievi eugubini dai depositi villafranchiani (fig. 6 b). A testimonianza di quanto sopra detto è il riconoscimento, in questo settore, di altri due paleocorsi principali, sempre a direttrice appenninica, che hanno subito catture pilotate dall'evoluzione del reticolo a drenaggio tirrenico.

Il primo, quello più a NE, seguiva esattamente l'asse di una sinclinale; sembra aver subito, in verità, due catture con verso contrario (tav. 1), una da parte del Burano (F.so dei Tre Ponti) e l'altra da parte del Chiascio (F.so Canalecce), in merito alle quali purtroppo non esistono elementi per stabilire con certezza l'antiorità dell'una rispetto all'altra. In realtà potrebbero anche essere avvenute quasi contemporaneamente: ci troviamo infatti proprio nella fascia dell'attuale spartiacque Tirreno-Adriatico, è ciò fa supporre che tali catture fluviali siano state le ultime in ordine cronologico, quando già l'abbassamento del livello di base locale sul versante tirrenico (faglia di Gubbio) era avvenuto, e si era già innescato, negli attuali af-

fluenti del Chiascio e dell'Assino, quel processo di erosione regressiva che avrebbe poi portato all'arretramento delle loro testate e alla contesa con i fiumi a drenaggio adriatico per la migrazione della linea displuviale principale. Probabilmente il corso in questione drenava anche le acque di un affluente di destra, proveniente dalle pendici dei monti di Petazzano, le cui tracce sono evidenziate dal gomito di cattura che segue la confluenza con il T. S. Donato.

L'impostazione dell'altro paleocorso, quello più a Sud, è stata invece senz'altro favorita dall'assetto verticale degli strati presenti sul fianco nord-orientale della struttura di Gubbio. Il motivo è stato poi mantenuto e accentuato da cause litologiche: non a caso il paleoalveo presunto si trova proprio in corrispondenza o delle marne dello Schlier o del contatto tra la Scaglia cinerea e il Bisciaro (si osservino al riguardo il tracciato del F.so delle Rave e di quello sotto la vecchia chiesa di Petazzano). Quattro le catture riconosciute, che hanno indiziato la sua presenza: ne sono artefici il T. Assino, il T. S. Donato, il F.so Canalecce e il fosso che sfocia nella pianura di Gubbio in prossimità del Cimitero civico (tav. 1).

IL PROBLEMA DELLA MIGRAZIONE DELLO SPARTIACQUE APPENNINICO: CONOSCENZE PRECEDENTI

L'area a Nord di Gubbio, al confine fra l'Umbria e le Marche, può essere considerata l'esempio tipico di una situazione già nota e riscontrata di frequente nella catena appenninica, in cui la linea displuviale principale spesso non coincide con l'allineamento delle massime culminazioni orografiche. Il problema è naturalmente più vasto e coinvolge l'evoluzione dell'intera rete drenante dell'Appennino centro-settentrionale.

Tra gli Autori che si sono occupati dell'evoluzione geomorfologica dello spartiacque appenninico, si ricorda O. MARINELLI (1926), che, sviluppando una vecchia osservazione di BONARELLI (1891) «...la linea di displuvio fra i due versanti Adriatico e Tirreno non è sempre segnata dal vero Appennino...» analizza le cause di quella che definisce «la maggiore discordanza tra orografia e idrografia nell'Appennino». MARINELLI propone tre possibili meccanismi genetici, alternativi tra loro:

- la *sovraimposizione*, che comporta l'impostazione del reticolo idrografico su di una superficie originaria oggi completamente erosa e costituita da materiale torbiditico, che ricopriva le dorsali calcaree mesozoiche appenniniche; queste infatti solo in seguito, con il procedere dell'erosione, sarebbero state denudate, costituendo l'attuale linea delle massime vette;
- l'*antecedenza* di impostazione del reticolo idrografico rispetto all'evoluzione (piegamento e sollevamento) delle strutture appenniniche;
- la *regressione dello spartiacque*, che originariamente coincideva con la linea delle massime vette e che sarebbe stato spostato verso W per l'erosione regressiva delle testate dei corsi d'acqua appenninici che defluiscono verso l'Adriatico.

L'Autore accetta la sovraimposizione come meccanismo più probabile, non fornendo tuttavia prove inconfutabili a favore, ma piuttosto tentando di dimostrare l'infondatezza degli altri due. Considerando la scarsità di elementi a sua disposizione, e al di là della soluzione prospettata, oggi decisamente superata alla luce delle moderne vedute sull'evoluzione delle strutture appenniniche, va riconosciuto al MARINELLI il merito di avere per primo fatto il punto sulla situazione, ponendo il problema in termini chiari agli studiosi successivi, fra i quali B. CASTIGLIONI (1934), che concorda con lui e mette in evidenza la presenza di «...*forme largamente diffuse, indipendenti e spesso in contrasto colla natura litologica e colla disposizione tettonica, nelle quali si deve riconoscere il prodotto di fasi legate a livelli di base più alti dell'attuale...*».

La prima sintesi dell'evoluzione del reticolo idrografico nella regione spetta comunque a MERLA (1938) che, nella sua monografia sul F. Tevere, pone alcuni punti fermi:

- i bacini intermontani hanno un'origine tettonica e sono dovuti a movimenti avvenuti dopo la fase orogenetica principale;
- il regime continentale si stabilisce, nella zona in esame, con il Miocene: «...*dal Miocene dunque possiamo datare lo stabilirsi di un sistema idrografico che, per successiva evoluzione, giungerà a quello attuale. Col sistema idrografico è connesso naturalmente un lavoro di erosione e di modellamento della primitiva superficie di emersione; tanto che possiamo aspettarci di rintracciare lembi della superficie topografica miocenica sfuggita all'erosione posteriore...*», in ciò ricollegandosi a quanto CASTIGLIONI, dieci anni prima, aveva già accennato; si può nella rete idrografica attuale riconoscere qualche tratto che debba farsi risalire all'emersione del Miocene superiore? «...*Probabilmente sì* — dice MERLA — *e precisamente in quei segmenti di vari corsi d'acqua che rivelano una manifesta relazione con le direttrici tettoniche, rendendo così verosimile l'ipotesi di una piuttosto antica impostazione...*»; e porta, a riprova, alcuni tratti del Tevere, del Topino, del Nera e del Velino.

GIANNINI & PEDRESCHI (1949), partendo dall'asimmetria tra i reticoli fluviali che defluiscono nel Tirreno e nell'Adriatico, spiegano la diversa evoluzione tramite un meccanismo che coinvolge sia il fenomeno dell'antecedenza, sia la diversa velocità di sollevamento delle «rughe» appenniniche. Il reticolo idrografico avrebbe caratteristiche di antecedente fino a che la velocità di sollevamento delle dorsali appenniniche si mantiene inferiore a quella con cui il corso d'acqua approfondisce il suo alveo: da qui la presenza di tratti del reticolo trasversali alle strutture; se, al contrario, la velocità di sollevamento aumenta, la piega in via di formazione può riuscire a «sbarrare» il corso d'acqua, con la conseguente formazione di un bacino lacustre. Allo svuotamento per tracimazione di quest'ultimo, segue l'impostazione di tratti del reticolo idrografico paralleli alle strutture, che si raccordano pertanto bruscamente con quelli ad essi trasversali.

SESTINI (1950) ribadisce che l'ipotesi dell'antecedente rimane quella più probabile per spiegare l'evoluzione della rete idrografica nel versante adriatico; non concor-

da però con GIANNINI & PEDRESCHI nell'attribuire alla «fase orogenica principale» l'origine dei bacini intermontani: essi sarebbero (da qui l'accordo con MERLA) il prodotto di «...una fase orogenica posteriore a quella che provocò l'emersione e il primo corrugamento dell'Appennino tosco-umbro, con un periodo d'erosione interposto...». Anche SESTINI parla di «...antiche superfici d'erosione, notevolmente sollevate rispetto ai riempimenti villafranchiani (es. bacino di Gubbio) (...), la cui presenza richiede di ammettere un periodo d'erosione prolungata, precedente i moti che han dato forma alle conche tosco-umbre...».

L'importanza che può aver avuto il fenomeno delle catture fluviali per erosione regressiva nel determinare l'evoluzione del reticolo idrografico nell'Appennino, viene presa in seria considerazione da SELLI (1954). Pur ritenendo valida in generale l'ipotesi dell'antecedenza, tale Autore riconosce che nella porzione sud-orientale del bacino del F. Metauro il fenomeno ha avuto un'importanza locale notevole e tale da portare verso l'Adriatico acque che avevano il loro «...deflusso naturale nel lago pleistocenico di Gualdo Tadino mediante corsi d'acqua ad orientamento NW-SE...». In fig. 9, ripresa dal lavoro originale, sono segnalati nella nostra zona tre paleocorsi, i più evidenti. Anche GHELARDONI (1958) porta validi esempi di catture fluviali per erosione regressiva delle testate dei fiumi appenninici; sostiene anzi che, attualmente, è questa la tendenza dominante e che, dopo le varie fasi di corrugamento in cui lo spartiacque migrava verso Est, ora, terminata la fase orogenica principale, è il gioco delle catture e dell'erosione regressiva il processo più importante, causa della migrazione verso Ovest dello spartiacque.

GONSALVI & PAPANI (1969) concordano con GHELARDONI, mettendo in evidenza che i fiumi a drenaggio adriatico presentano una più elevata pendenza nel tratto a monte ed una curva di fondo più irregolare, fatto che conferisce loro una maggiore possibilità erosiva, almeno nel tratto superiore, rispetto ai corsi tirrenici contrapposti.

CATTUTO (1976) ribadisce l'importanza che il fenomeno delle catture operate dall'erosione regressiva ha avuto nell'organizzazione del reticolo idrografico del F. Esino. Accetta inoltre la possibilità di ricondurre l'intera rete di drenaggio, apparentemente complicata, allo schema evolutivo di GIANNINI & PEDRESCHI, ma pone seri dubbi sul fenomeno dell'antecedenza, invocato dai due autori come responsabile della formazione delle gole. È probabile, secondo CATTUTO, che anche queste siano dovute ad erosione regressiva e che si siano impostate in zone di debolezza tettonica (non necessariamente faglie, ma anche grosse fratture).

MAZZANTI & TREVISAN (1978) identificano la fascia dello spartiacque appenninico con il limite tra due aree con stile tettonico completamente diverso: una, quella tirrenica, soggetta attualmente a processi distensivi; l'altra, quella adriatica, soggetta invece a sforzi compressivi. Gli «effetti» distensivi si sono sovrapposti a quelli compressivi avendo la stessa polarità e comportando una migrazione nello stesso senso dello spartiacque principale, dal Miocene superiore al presente. Sono i graben, cioè le manifestazioni più evidenti dello «stile distensivo», che hanno dato origine ai

laghi plio-pleistocenici, le cui acque si sono poi riversate nel Mar Tirreno: «...secondo tale modello un graben, formandosi, opera una specie di cattura dei fiumi, creando un nuovo spartiacque sul rilievo posto immediatamente più ad Est...».

DRAMIS & BISI (1986), analizzando gli aspetti geomorfologici del territorio marchigiano, mettono in luce come i fenomeni neotettonici abbiano condizionato fortemente l'evoluzione del reticolo di drenaggio. Secondo tali Autori, linee tettoniche di importanza regionale, trasversali alle strutture, hanno giocato come faglie trascorrenti nel Miocene, cioè nel periodo in cui la regione era ancora sommersa, consentendo il passaggio di materiali torbiditici dai bacini più interni a quelli più orientali. In condizioni di emersione, esse avrebbero continuato ad agire «...permettendo l'attraversamento delle dorsali ai primi sistemi fluviali che si andavano delineando...». Con l'accentuarsi della fase tettonica compressiva (Pliocene inferiore-medio) «...il persistere dell'attività delle linee trasversali consentì ai fiumi, in generale, di mantenere il loro percorso per antecedenza...».

La fase distensiva avrebbe infine dislocato il paesaggio precedente, favorendo l'instaurarsi delle depressioni tettoniche intrappenniniche; il contemporaneo sollevamento dell'area avrebbe favorito l'approfondimento dell'erosione lineare nelle sinclinali, prevalentemente occupate da materiale terrigeno, e comportato frequenti fenomeni di cattura, con troncare dei fiumi trasversali. «...Solo i fiumi con maggiore capacità erosiva furono in grado di mantenere il loro corso, ancora aiutati in ciò dall'attività delle linee trasversali che in questa fase agivano, per lo più, come faglie normali...».

CONCLUSIONI

L'ipotesi di ricostruzione paleogeografica proposta in questa nota suggerisce che l'erosione regressiva ha giocato il ruolo determinante nell'evoluzione dello spartiacque, aiutata in questo dalla presenza di linee di debolezza tettonica (faglie, ma anche diaclasi, *joints*, grosse fratture in genere, quindi non necessariamente con rigetto, e rilevabili in gran parte con l'ausilio della fotointerpretazione) che amplificano gli effetti di tale meccanismo, di per sé insufficiente a provocare spostamenti così rilevanti dello spartiacque. L'erosione regressiva ha portato così ad un arretramento delle testate dei fiumi a drenaggio adriatico, con conseguenti catture di paleocorsi originari susseguenti, a direzione appenninica.

L'evoluzione geomorfologica di tale area non sfugge tuttavia alla tendenza generale (MAZZANTI & TREVISAN, 1978) ad una migrazione in senso esattamente opposto della linea displuviale principale, dovuta alla presenza dei così detti bacini intermontani appenninici (tipico quindi è il caso esaminato della conca di Gubbio): la loro impostazione, frutto della tettonica distensiva successiva alla fase orogenica compressiva mio-pliocenica, ha portato all'abbassamento del livello di base locale, tale da provocare un ringiovanimento dei fiumi conseguenti a drenaggio tirrenico. Il potere erosivo in senso regressivo di questi ultimi è così au-

mentato in maniera tale da contrastare efficacemente l'arretramento delle testate dei corsi d'acqua a drenaggio adriatico, interrompendone la migrazione verso Ovest.

Anzi, nella catena appenninica, è proprio il sovrapporsi sia in senso areale che temporale della tettonica a carattere distensivo su quella compressiva che è in grado di determinare, a lunga scadenza, l'evoluzione da Ovest verso Est dello spartiacque Tirreno-Adriatico.

BIBLIOGRAFIA

- AMBROSETTI P., BONADONNA F.P., BOSI C., CARRARO F., CITA B.M., GIGLIA G., MANETTI P., MARTINIS B., MERLO C., PANIZZA M., PAPANI G. & RAMPOLDI R. (1976) - *Proposta di un progetto operativo per l'elaborazione della Carta Neotettonica d'Italia*. Progetto finalizzato Geodinamica. Sub-progetto Neotettonica (C.N.R.), 51 pp., 9 ff., 8 tabb., 2 tavv., 7 all., Roma, 30 novembre 1976.
- BARNABA P.F. (1958) - *Geologia dei monti di Gubbio*. Boll. Soc. Geol. It., 77, 3, 39-70, 18 ff., 2 tavv.
- BARTOLINI C. (1980) - *Su alcune superfici sommitali dell'Appennino settentrionale (prov. di Lucca e di Pistoia)*. Geogr. Fis. Dinam. Quat. 3, 42-60, 27 ff., 1 tav.
- BERNINI M., CLERICI A., PAPANI G. & SGAVETTI M. (1977) - *Analisi della distribuzione planaltimetrica delle paleosuperfici nell'Appennino Emiliano Occidentale*. L'Ateneo Parmense, Acta Naturalia, 13, 645-656, 6 ff., 1 tav.
- BONARELLI G. (1891) - *Il territorio di Gubbio*. *Notizie geologiche*. Opera in 38 pp. Tip. Economica, Roma.
- CALAMITA F. & DEIANA G. (1986) - *Evoluzione strutturale neogenico-quadernaria dell'Appennino umbro-marchigiano*. Da «La Geologia delle Marche» (Volume speciale di Studi Geologici Camerti), 91-98, 7 ff.
- CARRARO F. (1976) - *Appunti sulla tettonica quaternaria*. Quad. Gr. St. Quat. Pad., 3, 1-19.
- CARRARO F., MARTINOTTI G. & POLINO R. (1978) - *Lineamenti e faglie: analisi della possibilità di corrispondenza tra i due fenomeni*. Quad. Gr. St. Quat. Pad., 4, 111-120, 2 ff.
- CASTIGLIONI B. (1934) - *Studi morfologici nell'Italia centrale*. Boll. R. Soc. Geogr. It., ser. 6, 11, 22-30.
- CASTIGLIONI G.B., GIRARDI A., SAURO U. & TESSARI F. (1979) - *Grèzes litées e falde detritiche stratificate di origine crionivale*. Geogr. Fis. Dinam. Quat., 2, 64-82, 16 ff.
- CATTUTO C. (1973) - *Carta e lineamenti geomorfologici del territorio di confluenza tra il F. Chiascio ed i Torrenti Rasina e Saonda*. Geol. Romana, 12, 105-124, 12 ff., 1 carta a colori f.t.
- CATTUTO C. (1976) - *Correlazione tra piani carsici ipogei e terrazzi fluviali nella valle del F. Esino (Marche)*. Boll. Soc. Geol. It., 95, 313-326, 1 fig. 1 tav.
- CATTUTO C., CENCETTI C. & GREGORI L. (1987) - *Lo studio dei corsi d'acqua minori dell'Italia appenninica come mezzo di indagine sulla tettonica del Plio-Pleistocene*. Atti del Convegno: «I corsi d'acqua minori dell'Italia appenninica - Aspetti ecologici e gestionali». Aulla, 22-24 Giugno 1987, in stampa.
- CENTAMORE E., CHIOCCHINI U. & MICARELLI A. (1977) - *Analisi dell'evoluzione tettonico-sedimentaria dei «bacini minori» torbiditici del Miocene medio-superiore nell'Appennino umbro-marchigiano e laziale-abruzzese: 3) Le Arenarie di M. Vicino, un modello di conoide sottomarina affogata (Marche settentrionali)*. Studi Geol. Camerti, 3, 7-55, 35 ff., 8 tabb., 1 tav.
- CENTAMORE E., CHIOCCHINI U., CIPRIANI N., DEIANA G. & MICARELLI A. (1978 a) - *Analisi dell'evoluzione tettonico-sedimentaria dei «bacini minori» torbiditici del Miocene medio-superiore nell'Appennino umbro-marchigiano e laziale-abruzzese: 5) Risultati degli studi in corso*. Mem. Soc. Geol. It., 18, 135-170, 14 ff., 1 tab.
- CENTAMORE E., DEIANA G., DRAMIS F., MICARELLI A., CARLONI G.C., FRANCAVILLA F., NESCI O. & MORETTI E. (1978) - *Dati preliminari sulla neotettonica dei Fogli 116 (Gubbio), 123 (Assisi), 117 (Jesi) e 109 (Pesaro)*. Prog. Fin. Geodinamica, C.N.R., Pubbl. n. 155, 113-148.
- CENTAMORE E., DEIANA G., DRAMIS F. & PIERUCCINI U. (1980) - *La tettonica recente nell'arco appenninico umbro-marchigiano*. Prog. Fin. Geodinamica, C.N.R., Pubbl. n. 356, 273-282.
- CONEDERA C. & PISTOLESI A. (1958) - *Rilievo fotogeologico della Formazione marnoso-arenacea tra Gubbio e Scheggia*. Boll. Serv. Geol. d'It., 80, 2 e 3, 247-253, 5 tavv.
- DRAMIS F., GENTILI B. & PIERUCCINI U. (1976) - *La degradazione dei versanti nel bacino del Sentino (Appennino umbro-marchigiano)*. Studi Geol. Camerti, 2, 45-72, 16 ff., 4 tabb., 1 tav., 1 carta f.t.
- DRAMIS F., COLTORTI M. & GENTILI B. (1980) - *Glacial and periglacial morphogenesis in the Umbria-Marche Apennines*. Proc. 24th Int. Geogr. Congr., 1-5 September 1980 Tokyo, vol. 1, 114-115.
- DRAMIS F. (1984) - *Morfogenesi di versante nel Pleistocene superiore in Italia: i depositi detritici stratificati*. Geogr. Fis. Dinam. Quat., 6, 180-182.
- DRAMIS F. & BISCI C. (1986) - *Aspetti geomorfologici del territorio marchigiano*. Da «La Geologia delle Marche» (Volume speciale di Studi Geologici Camerti), 99-103.
- GE.MI.NA. (1963) - *Ligniti e torbe dell'Italia continentale*. Vol. unico (1962), 319 pp.
- GHELARDONI R. (1958) - *Spostamento dello spartiacque dell'Appennino Settentrionale in conseguenza di catture idrografiche*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat. Mem., ser. A, 65, 25-38, 10 ff.
- GIANNINI E. & PEDRESCHI L. (1949) - *Considerazioni sullo sviluppo dell'idrografia in relazione alle più recenti teorie sull'orogenesi appenninica*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat. Mem., ser. A, 56, 144-177, 4 ff.
- GONSALVI L. & PAPANI G. (1969) - *Alcune idee sulla evoluzione orografica dell'Appennino settentrionale*. L'Ateneo Parmense, Acta Naturalia, 1, 5, 29-45, 2 ff., 2 tavv.
- MARCHETTI G., PEROTTI C. & VERCESI P.L. (1979) - *Possible significance of the paleosurfaces with reference to the geomorphological plio-quadernary evolution of the Piacenza Apennines*. I.G.U. Comm. Geomorph. Surv. Mapp., Proc. 15th Plen. Meeting Modena-Catania - 7/15 settembre 1979, 151-164, 7 ff.
- MARINELLI O. (1926) - *La maggiore discordanza tra orografia e idrografia nell'Appennino*. Riv. Geogr. It., 33, 65-74, 1 fig.
- MAZZANTI R. & TREVISAN L. (1978) - *Evoluzione della rete idrografica nell'Appennino centro-settentrionale*. Geogr. Fis. Dinam. Quat., 1, 55-62, 8 ff., 1 tav.
- MENICHETTI M. & PIALLI G. (1987) - *Geologia strutturale del Preappennino umbro tra i monti di Gubbio e la catena del M. Petrano-M. Cucco (Appennino umbro-marchigiano)*. Mem. Soc. Geol. It., in stampa.
- MERLA G. (1938) - *Il Tevere. Monografia idrologica. 1, parte 2^a: Geologia e permeabilità dei terreni del bacino*. Servizio Idrografico. Pubbl. n. 22, 2 tavv. f.t.
- NESCI O., MORETTI E. & LALLI R.P. (1982) - *Ricerche preliminari sulle paleosuperfici sommitali delle Marche settentrionali*. Prog. Fin. Geodinamica, C.N.R., Pubbl. n. 506, 67-72.
- PANIZZA M. & PIACENTE S. (1976) - *Convergenza geomorfologica di morfoculture eterogenetiche. Messa a punto per ricerche di Neotettonica*. Quad. Gr. St. Quat. Pad., 3, 39-44.
- PANIZZA M. & PIACENTE S. (1978) - *Rapporti fra Geomorfologia e Neotettonica. Messa a punto concettuale*. Geogr. Fis. Dinam. Quat., 1, 138-140.
- SCARSELLA F. (1952) - *Un aggruppamento di pieghe dell'Appennino umbro-marchigiano*. Boll. Serv. Geol. d'It., 73 (2) 309-320, 4 ff., 3 tavv.
- SELLI R. (1954) - *Il bacino del Metauro. Descrizione geologica, risorse minerarie, idrogeologia*. Giorn. Geol., ser. 2, 24 (1952), 3-300, 4 ff., 8 tabb., 13 tavv.
- SESTINI A. 1950 - *Sull'origine della rete idrografica e dei bacini intermontani nell'Appennino centro-settentrionale*. Riv. Geogr. It., 57, 249-256.
- SESTINI A. (1981) - *Un'antica superficie di erosione nei monti del Chian-ti*. Riv. Geogr. It., 88 (2), 214-220.