

UC Merced

Biogeographia - The Journal of Integrative Biogeography

Title

Lineamenti paleogeografici e geomorfologici dei Monti Sibillini

Permalink

<https://escholarship.org/uc/item/1pw8p71g>

Journal

Biogeographia - The Journal of Integrative Biogeography, 6(1)

ISSN

1594-7629

Author

Giovagnotti, C.

Publication Date

1979

DOI

10.21426/B66110023

Peer reviewed

Lineamenti paleogeografici e geomorfologici dei Monti Sibillini

PREMESSA

Le escursioni ai Monti Sibillini, organizzate in occasione del XXI Congresso della Società Italiana di Biogeografia, hanno fornito l'opportunità di illustrare ai partecipanti le principali caratteristiche geologiche e geomorfologiche della catena sibillina.

D'altra parte, l'Istituto di Mineralogia e Geologia della Facoltà di Agraria possiede una lunga e valida tradizione negli studi su tale tratto dell'Appennino, dovuta soprattutto ai numerosi lavori di Vinassa de Regny, Principi, Scarsella, Lippi-Boncambi, i quali hanno fornito contributi fondamentali su specifici problemi stratigrafici, tettonici e geomorfologici.

Inoltre, il grande progresso raggiunto in questi ultimi anni dalle conoscenze sulle condizioni di sedimentazione delle rocce carbonatiche in particolare e sulla geologia in generale della zona Umbro-marchigiana, ha reso possibile presentare in questa comunicazione una ricostruzione paleogeografica del territorio in esame dal Trias superiore al Quaternario.

Dall'esame dei principali lineamenti sedimentologici e tettonici si sono potute evidenziare alcune caratteristiche particolari dei Monti Sibillini e stabilire, quindi, i rapporti esistenti tra le varie fasi della evoluzione geologica che hanno condotto all'attuale configurazione geografica.

CARATTERISTICHE OROGRAFICHE

Il massiccio dei M. Sibillini, situato al confine delle regioni Umbria e Marche, è costituito da circa 70 vette, molte delle quali superiori ai 2000 m, serrate le une alle altre a costituire una unità orografica estendentesi per oltre 30 km in direzione longitudinale.

Per l'aspetto aspro del rilievo e per la grandiosa maestà delle sue cime, la catena dei M. Sibillini costituisce indubbiamente, insieme al Gran Sasso, la massa orograficamente più importante dell'Appennino centrale.

Se consideriamo i limiti del gruppo montuoso nella loro massima ampiezza, essi si estendono, sia dal punto di vista genetico che idrografico, dalla vallata del F. Chienti a quella del F. Tronto; tuttavia i Sibillini propriamente detti corrispondono effettivamente soltanto al tratto centro-meridionale della catena, compreso fra il M. Rotondo e il M. Vettore.

Morfologicamente il gruppo dei M. Sibillini è costituito da una catena principale longitudinale dalla quale si diramano altre catene minori trasversali, cosicchè le massime vette vengono a trovarsi distribuite, in destra o in sinistra dell'asse della dorsale, senza però modificare significativamente l'unità e continuità dell'allineamento (Fig. 1).

Procedendo da nord a sud, troviamo il M. Rotondo (2103 m), con la diramazione settentrionale dei Monti di Pietralata (1888 m), il Pizzo Tre Vescovi (2091 m) ed il M. Castel Manardo (1917 m) a NE.

Dal Pizzo Berro (2258 m) una seconda dorsale raggiunge ad oriente M. Priore dominato dal Pizzo della Regina (2332 m), mentre ad occidente si erge il grande gruppo del M. Bove a forma semicircolare, comprendente alcune cime tutte superiori ai 2000 m.

Una terza cresta porta, attraverso M. Porche (2233 m), M. Argentella (2201 m), Forca Viola (1936 m), Quarto San Lorenzo (2247 m) e lo Scoglio del Lago (2448 m), al M. Vettore (2476 m) e al M. Vettoretto (2052 m) che rappresenta l'estremo limite meridionale della catena principale dei M. Sibillini.

Dal M. Porche, inoltre, una diramazione a NE porta alla Cima Vallelunga (2221 m) e al M. Sibilla (2175 m), mentre dal M. Vettore una dorsale quasi parallela, attraverso M. Torrione (2117 m) e M. Banditello (1873 m), raggiunge Cima delle Prata (1850 m).

Per concludere questa sommaria descrizione morfologica, va ricordato come i due versanti della catena dei M. Sibillini presentino aspetti alquanto diversi. Mentre il versante adriatico si presenta suddiviso in numerose e strette valli, spesso sprofondanti tra alte pareti a picco (Gola dell'Infernaccio), quello tirrenico conduce, invece, ad un'unica valle che porta tutte le acque al bacino del F. Nera.

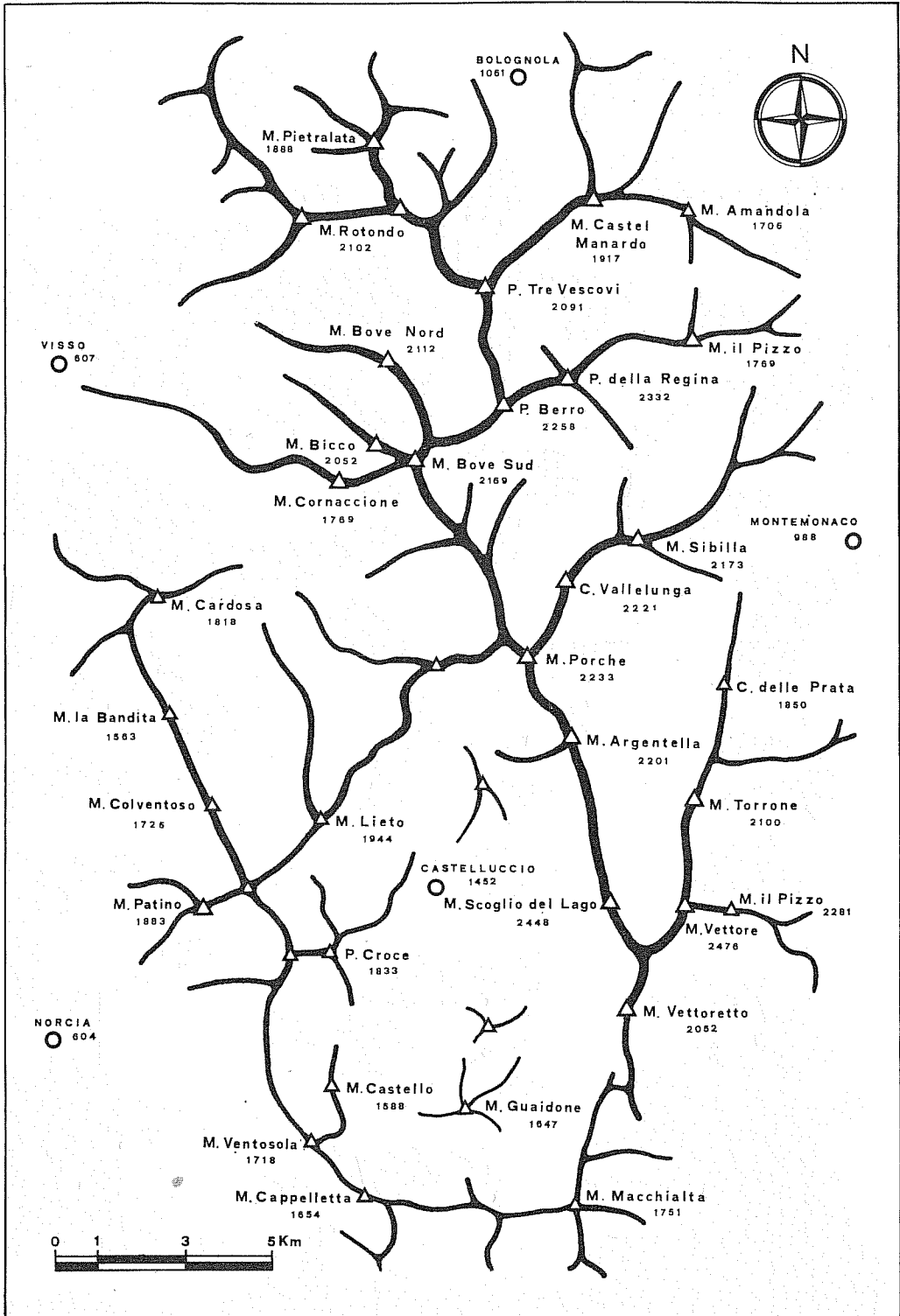


Fig. 1 - Schema orografico dei Monti Sibillini.

GENESI DEI MONTI SIBILLINI

Dopo la prima impressione di profonda ammirazione suscitata dallo splendido paesaggio alpestre dei M. Sibillini, sorge subito spontaneo nell'osservatore il problema di conoscere come e quando si siano formate queste imponenti montagne.

D'altra parte la comprensione dei molteplici ed interessanti aspetti geomorfologici della regione richiede la conoscenza della sua struttura geologica, alla quale tali aspetti sono strettamente legati.

Evoluzione sedimentaria

Il gruppo dei M. Sibillini costituisce la porzione sud orientale dell'Appennino umbro-marchigiano e, pur presentando aspetti particolari che lo differenziano, soprattutto dal lato stratigrafico e tettonico, dagli altri rilievi appenninici, per la sua formazione si riallaccia alla complessa orogenesi dell'Appennino centrale.

Collocato in questo quadro più ampio, il grande ciclo sedimentario della regione ha avuto inizio circa 200 milioni di anni fa (Trias superiore) con l'ingressione del mare su una piattaforma paleozoica spianata dall'erosione la quale ha agito durante una lunga fase di emersione comprendente parte del Permico ed il Trias inferiore e medio.

Nell'area, in fase di lenta subsidenza, si determinò dapprima un ambiente semicontinentale o costiero con deposito di sedimenti clastici da grossolani a fini («Verrucano») (1), quindi, in un clima caldo arido, un ambiente evaporitico di mare molto sottile con limitata circolazione delle acque (complesso fisiografico a lagune e sabkhe analogo a quello che si trova attualmente ai bordi sud occidentali del Golfo Persico) e deposito di gesso (trasformato in seguito a diagenesi in anidrite) e dolomia alternati in strati sottili («Anidriti di Burano») (2).

(1) La formazione del «Verrucano» (Carnico), pur non affiorando nella regione umbra, è stata accertata in una trivellazione profonda eseguita dall'AGIP Mineraria a M. Malbe, nei pressi di Perugia (Ghelardoni, 1962; Martinis, 1964).

(2) Nella parte superiore della formazione tale aspetto originario venne modificato a causa delle dislocazioni che l'hanno portata al contatto prolungato con le acque freatiche; queste, trasformando prima l'anidrite in gesso e successivamente eliminandolo per dissoluzione, hanno determinato il cedimento e la conseguente frantumazione degli strati dolomitici, per cui la roccia ha assunto il caratteristico aspetto di «calcare cavernoso».

Come si vedrà in seguito, a proposito della fase orogenetica, tale formazione evaporitica, per la sua notevole plasticità, assumerà un ruolo molto importante andando a costituire il livello sul quale avverrà lo scollamento tettonico della coltre sedimentaria soprastante.

Alla fine del Trias (Retico), con un clima caldo umido intertropicale e in un ambiente auxinico, cioè caratterizzato sempre da acque poco profonde, ma insufficientemente ossigenato, si ebbe la deposizione dei calcari bituminosi ad *Avicula contorta*, alternati alle «*Marne a Bactrilli*» e successivamente di calcari neri tipo «*Portoro*».

Delle rocce relative a queste prime fasi sedimentarie non esiste nei M. Sibillini alcun affioramento, in quanto il limitato lembo di dolomia bianca saccaroide, esistente nel versante orientale del M. Vettore ed attribuito dubitativamente dallo Scarsella (1941) al Norico-Retico, recentemente è stato riferito da Deiana e Pieruccini (1971) alla formazione di «*Castelmanfrino*» del Lias inferiore.

Successivamente, all'inizio del periodo giurassico (circa 180 milioni di anni fa), pur permanendo condizioni di equilibrio tra subsidenza e deposito in un mare poco profondo, si instaurò nella regione un ambiente prettamente neritico (Colacicchi, Passeri, Pialli, 1970) che si protrarrà fino al Lias medio e nel quale si depositarono calcari di origine algale, e quindi compatti, del tutto privi o con solo accenni di stratificazione (formazione del «*Calcarea Massiccio*» del Lias inferiore).

A questa fase di sedimentazione di mare sottile fece bruscamente seguito, nel Lias medio, un cambiamento che separò un bacino toscano-umbro-marchigiano da una piattaforma abruzzese. Mentre nel primo il mare diveniva più profondo (determinando la scomparsa della rigogliosa vita vegetale e animale che aveva creato la piattaforma carbonatica), per cui sedimentavano fanghi calcareo-siliceo-argillosi finissimi di ambiente pelagico a costituire rocce fittamente stratificate completamente differenti da quelle precedenti, in corrispondenza della seconda, invece, il mare rimaneva poco profondo per tutto il Mesozoico (ambiente neritico) favorendo così lo sviluppo di scogliere coralline.

Tale ambiente pelagico permarrà nella regione umbra fino alla fine del Cretaceo ed a parte dell'Eocene e durante questo lunghissimo periodo (circa 130 milioni di anni) si verificò la sedimentazione (Fig. 2) delle seguenti formazioni:

Lias medio: calcari marnosi grigi ben stratificati, con liste di selce («Corniola»).

Lias superiore: calcari marnosi rossi («Rosso Ammonitico» e Marne del M. Serrone»).

Giura medio e superiore: calcari e scisti silicei varicolori («Scisti ad Aptici»).

Cretaceo inferiore: calcari bianchi e grigi con strati di selce («Calcicare Rupestre»).

Cretaceo medio: calcari marnosi e scisti argillosi varicolori («Scisti a fucoidi»).

Cretaceo superiore/Eocene medio: calcari più o meno marnosi a frattura scagliosa («Scaglia Bianca e Rossa»).

Nella regione umbra la sedimentazione, pur essendo sempre caratterizzata da un ambiente marino (da neritico a pelagico), non è stata sempre altrettanto uniforme.

Proprio in corrispondenza dei M. Sibillini si ebbero, già nella prima fase sedimentaria, delle condizioni particolari che prolungarono il deposito del «Calcicare Massiccio» per un tempo assai superiore rispetto a quanto avveniva in altre zone del bacino. Conseguentemente anche lo spessore di tale formazione risultò proporzionalmente più elevato.

Altre importanti anomalie si possono riscontrare anche nelle successive formazioni giurassiche e riguardano condensazioni di serie (cioè anormali riduzioni dello spessore), oppure lacune anche di notevole entità.

Accanto a «serie complete» o «normali», costituite da successioni litostratigrafiche relative ad una sedimentazione continua, è possibile riconoscere l'esistenza, anche a breve distanza, di serie «ridotte» e «lacunose» caratterizzate da spessori esigui e dalla presenza di *hiatus* di sedimentazione al di sopra del Calcicare Massiccio (Scarsella, 1950; Manfredini, 1969; Colacicchi, 1967, 1970; Deiana, 1971).

Secondo Centamore *et alii* (1971) sarebbe, inoltre, possibile distinguere anche delle successioni a «serie composte» nelle quali esiste un passaggio da termini tipici della *serie completa* a quelli della *serie ridotta* con possibilità di lacune e con spessori molto variabili.

Oltre che in numerose località dell'Appennino umbro-marchigiano (M. Cucco, M. Subasio, ecc.) casi di «serie condensate» si ve-

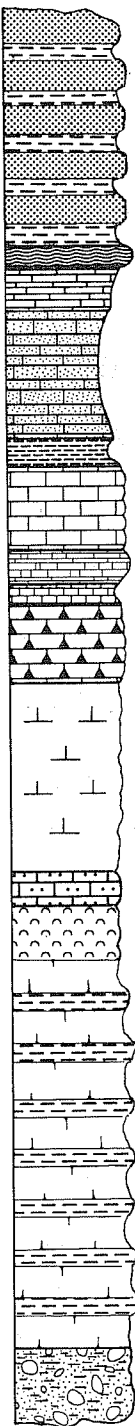
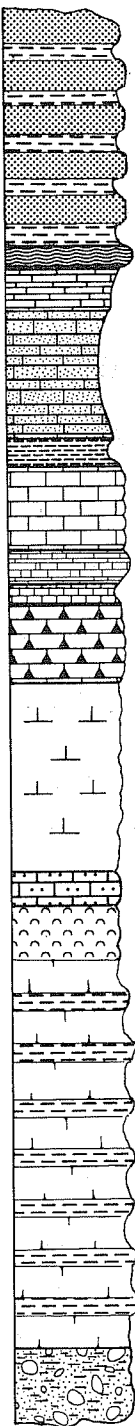
spessori m.	colonna litostratigrafica	unita' formazionali	ambienti	eta'		anni 10 ⁶			
4000		MARNOSO — ARENACEA	CORRENTI DI TORBIDA	MIOCENE INF.-MED.	TORTONIANO	12			
		BISCIARO	PELAGICO		LANGHIANO	23			
		SCAGLIA CINEREA		OLIGOCENE EOCENE SUP.	35				
		SCAGLIA BIANCA E ROSSA		EOCENE INF.-MED. PALEOCENE CRETACEO SUP.	90				
		SCISTI A FUCOIDI		CRETACEO MEDIO	120				
		MAIOLICA		CRETACEO INF.	135				
		CALCARI DIASPRINI		GIURA MED.-SUP.	170				
		ROSSO AMMONITICO							
		CORNIOLA		LIAS SUP.	180				
		CALCARE MASSICCIO		NERITICO		LIAS INF.			
				PORTORO	EUXINICO	RETICO			
		1000			EVAPORITICA (Burano)	LAGUNARE	TRIAS SUPERIORE	NORICO	200
					VERRUCANO	SEMICONTINEN — TALE—COSTIERO		CARNICO	

FIG. 2. — La serie stratigrafica umbra.

rificano nei M. Sibillini in corrispondenza del nucleo di M. Sassotetto nelle alte valli del F. Ambro e del F. Tenna, tra M. Porche e M. Palazzo Borghese e sul lato orientale dei Colli Alti e Bassi, con estese lacune che possono andare dal Lias medio o superiore al Titonico inferiore.

Un altro esempio di discontinuità riferibile ad una ipotetica «trasgressione batoniana», è quello citato dal Lotti (1910) per il M. Bove e per la R.ne Le Cute dove al Calcare Massiccio del Lias inferiore sono direttamente sovrapposti i calcari diasprini del Giura medio-superiore.

Per comprendere il significato paleogeografico della coesistenza, tanto nell'area dei M. Sibillini, quanto nel restante Appennino umbro-marchigiano, di «*serie ridotte*» e «*complete*» e delle eteropie di facies nell'ambito di una stessa formazione («Calcare Massiccio» e formazione di «Castelmanfrino» per il Lias inferiore del M. Vettore), occorre ammettere un'evoluzione differenziata per motivi tettonici del bacino di sedimentazione con formazione di due differenti ambienti deposizionali (alto strutturale e zona di bacino).

In particolare una fase tettonica verticale di sprofondamento (in relazione al costituirsi nel Lias medio della miogeosinclinale umbra) avrebbe interrotto la continuità del basamento del «Calcare Massiccio», determinando in alcune zone la formazione di alti strutturali che hanno prima consentito una maggiore permanenza della facies neritica e quindi la costituzione di «*serie ridotte*», oltre alla presenza di lacune laddove le zone di alto corrispondevano a locali emergenti. Nelle altre zone più depresse, corrispondenti ad una più intensa subsidenza, si ebbe invece la sedimentazione delle «*serie complete*».

All'inizio del Cretaceo, infine, con la deposizione della «Maiolica», l'ambiente sedimentario ritornò uniforme in tutto il bacino umbro-marchigiano.

Successivamente alla fase sedimentaria calcarea di mare aperto, fa seguito nel Cenozoico medio-inferiore, in corrispondenza dell'incipiente fase orogenica terziaria, un altro brusco cambiamento nelle condizioni di sedimentazione e quindi del tipo dei depositi i quali assumono progressivamente caratteri terrigeni (marne calcaree, arenarie). Tali materiali portarono al colmamento prima del bacino to-

scano, poi di quelli umbro-marchigiano e laziale-abruzzese, mano a mano che da occidente verso oriente progrediva il sollevamento del territorio dell'Italia centrale.

Dalla precedente formazione della «Scaglia Bianca e Rossa», attraverso un graduale aumento in argilla, si passa dapprima alle marne calcaree della «Scaglia Cinerea» (Eocene superiore-Oligocene) e del «Bisciaro» (Miocene inferiore) e quindi alle torbiditi con caratteristiche di «flysch» della formazione «Marnoso-Arenacea» (Miocene inferiore-medio) o, al confine orientale dei M. Sibillini, delle «Molasse» (Miocene superiore) dell'avanfossa adriatica.

I materiali arenacei nettamente stratificati che rappresentano questo ultimo periodo, con il quale termina il grande ciclo sedimentario appenninico di geosinclinale ⁽³⁾, sono caratterizzati da grandi spessori (700 m secondo Selli, 1952 e Accordi, 1967) depositatisi in un breve periodo di tempo (6-7 milioni di anni, secondo Manfredini e Manganelli, 1969).

L'origine delle torbiditi e la loro rapida e potente sedimentazione sono strettamente collegate alle particolari condizioni tettoniche in cui si trovava il bacino umbro.

Infatti, a causa dell'erosione particolarmente attiva durante ogni fase orogenica, sulla scarpata continentale vennero convogliate grandi quantità di materiali terrigeni incoerenti, asportati dalle limitrofe zone emergenti. Questo veloce e forte accumulo determinò pendii così ripidi da provocare frane sottomarine (senza escludere l'intervento di terremoti), che dettero luogo, a loro volta, a sospensioni di argille e detriti (torbide) le quali, a causa della loro densità, scesero rapidamente verso il fondo del bacino dove, espandendosi, esaurirono a mano a mano il loro moto e depositarono infine i materiali trasportati.

D'altra parte, il fondo del bacino, in corrispondenza dell'incipiente orogenesi terziaria, fu oggetto di un veloce abbassamento, fenomeno che favorì la formazione di una potente coltre di sedimenti in un breve periodo di tempo.

(3) Le successive formazioni plioceniche, trasgressive su terreni di diversa età, dovute all'inizio di un nuovo ciclo sedimentario, sono presenti in Umbria soltanto all'estremo confine occidentale e pertanto non riguardano la regione in esame.

Orogenesi e Tettogenesi

Si ritiene che la fase orogenica, la quale fa seguito a quella sedimentaria e dalla quale dipenderà il futuro assetto strutturale e quindi geografico della regione, sia iniziata con il sollevamento nel Tirreno (durante il periodo Cretaceo-Paleogene-Miocene) di una ruga eugeo-anticlinale o Paleoappennino (Pieri, 1973).

Di tale catena, facente parte della «Dorsale Mesotirrenica» situata tra la Corsica e l'Isola d'Elba, non esistono testimonianze dirette essendo attualmente sommersa, ma solo indirette in quanto la sua erosione avrebbe fornito i sedimenti flyshioidi che hanno colmato dapprima il bacino toscano e poi quello umbro-marchigiano.

L'innalzamento ed emersione della suddetta dorsale determinò la formazione di un lungo piano inclinato e quindi lo «scivolamento gravitativo» (la componente tangenziale della forza di gravità è parallela alla superficie inclinata) verso oriente della copertura sedimentaria attraverso il suo scollamento dal substrato profondo sopra un livello plastico costituito dalla formazione evaporitica triassica (Figg. 3, 4) che ha avuto una funzione di lubrificante tettonico (Trevisan e Giglia, 1970).

Nel loro movimento le formazioni «scollate» subiscono piegamenti ed accavallamenti secondo uno stile plicativo di deformazione plastica che è tipico dell'Appennino umbro-marchigiano (4).



















Fa eccezione a tale struttura a pieghe il comportamento del «Calccare Massiccio» il quale, per la sua natura più compatta (assenza di stratificazione, litificazione penecontemporanea, almeno nelle aree in facies tidale e sopratidale), non si è deformato plasticamente ma è stato dislocato da una serie di grandi faglie.

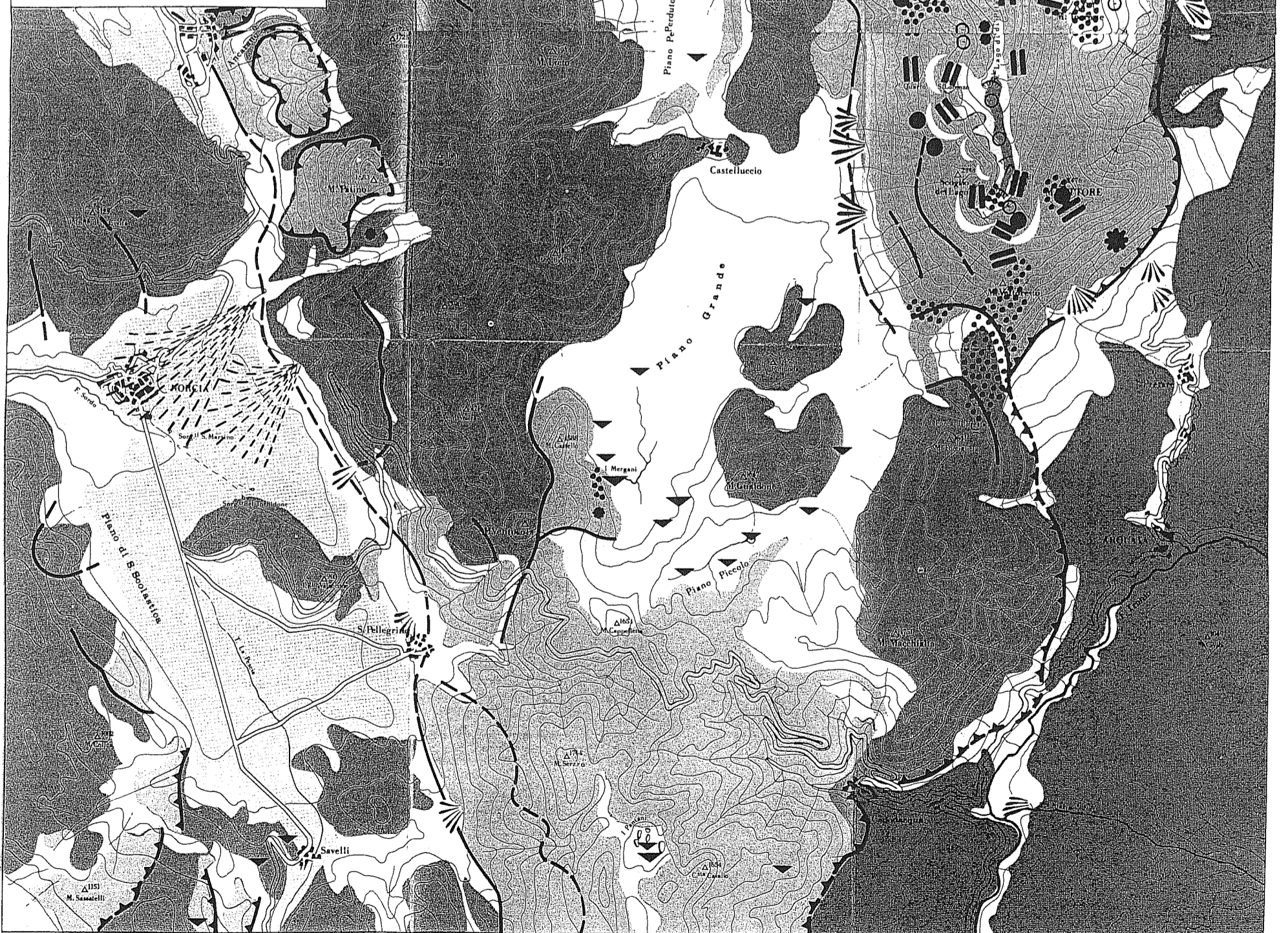
Tale fenomeno è particolarmente appariscente in corrispondenza dei M. Sibillini in quanto, come si è visto precedentemente, il maggiore spessore del «Calccare Massiccio», unitamente alla riduzione del-

(4) Con tale interpretazione strutturale, basata su concetti di una tipica «tettonica di copertura» o di tipo «gravitativo», consegue che le pieghe più occidentali hanno subito una notevole traslazione la quale, secondo Trevisan (1963), sarebbe di almeno 50 Km. Pertanto, essendo considerata molto esigua la contrazione dell'originale basamento umbro, se si immagina di distendere la copertura pieghettata della serie umbra, questa verrebbe a raggiungere le Alpi Apuane ed il substrato umbro denudato (il quale attualmente sarebbe ricoperto dalla parte frontale della falda toscana) dovrebbe quindi trovarsi immediatamente ad occidente della dorsale autoctona Apuane-Montagnola Senese (Baldoni *et alii*, 1967).

CARTA GEOMORFOLOGICA DEI M. SIBILLINI

LEGENDA

-  Depositi lacustri o palustri e alluvionali (Quaternario recente)
-  Detrito di falda (Quaternario recente e antico)
-  Depositi morenici (Quaternario antico)
-  Depositi lacustri e fluvio-lacustri (Villafranchiani)
-  Formazione Marnoso-Arenacea e Molasse mioceniche
-  Scaglia Cinerea, Scaglia Rossa, Scisti a Favoidi, Calcare Rupestre (Oligocene-Cretaceo inferiore)
-  Calcari diasprini (Giura medio superiore)
-  Marne rosse ammonitifere, Corniola, Calcare Massiccio (Lias superiore-inferiore)
-  Faglie
-  Pieghe faglia con sovraccorrimento
-  Circhi glaciali, morene terminali
-  Conoidi alluvionali e con di detrito
-  Fosse erionivali
-  Falde detritiche ordinate
-  Suoli a gradini erbosi
-  Suoli a zolle erbose e ad isole di terra
-  Grotte e nicchioni
-  Doline, inghiottitoi



le serie stratificate soprastanti, ha determinato una particolare rigidità del complesso sedimentario liassico (infatti la formazione della «Corniola», sia perché direttamente sovrapposta al «Massiccio», sia perché limitatamente deformabile, ha subito lo stesso comportamen-

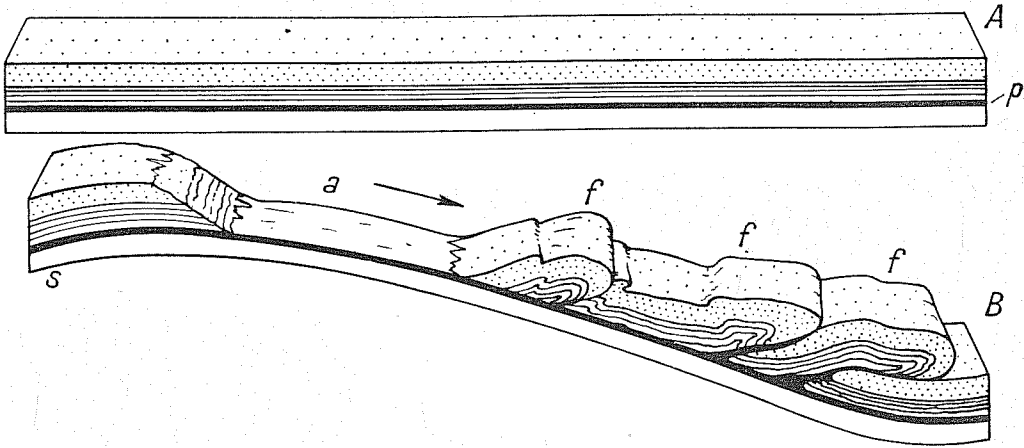


FIG. 3 - Schema di falda gravitativa:

sopra (A): il blocco prima della deformazione;

sotto (B): la formazione di un pendio primario determina uno scollamento lungo un livello di rocce plastiche (p). Le formazioni scollate (f) si accavallano e danno luogo a strutture di ricoprimento. Se il substrato (s) rimane indeformato, alle spalle delle falde rimane un'area di denudamento tettonico (a).

(Dis. di L. Trevisan, in Trevisan e Tongiorgi, 1976).

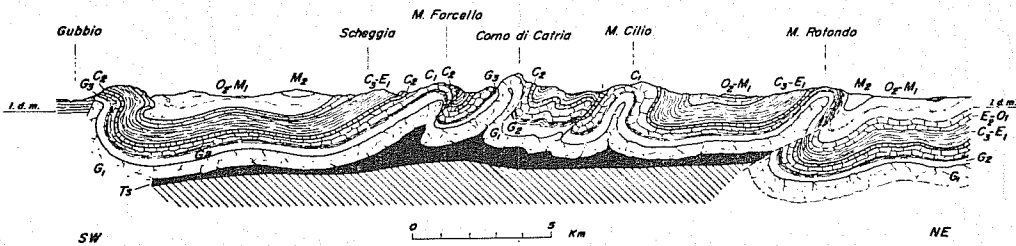


FIG. 4 - Esempio di stile tettonico di copertura nell'Appennino umbro-marchigiano.

Ts: evaporiti del Trias superiore; G1: Calcare Massiccio; G2: calcari selciferi e Rosso ammonitico; G3: Scisti ad Aptici; C1: Maiolica; C2: Marne a Fucoidi; C2-E1: Scaglia rossa; E2-O1: Scaglia rosa e cinerea; O2-M1: formazione «Marnoso-Arenacea»; M2: arenarie grigie del Pontico.

(Dis. di L. Trevisan, in Baldacci *et alii*, 1967)

to). Questo complesso ha reagito, quindi, alle forze compressive tangenziali con un fitto intreccio di fratture e contatti tettonici anormali che hanno portato le masse calcaree compatte a sporgere come nuclei o lame isolate dal mantello lacerato delle serie soprastanti più deformabili.

Per quanto riguarda la posizione strutturale dei M. Sibillini nel contesto più ampio dell'Appennino centrale, occorre ricordare come, a causa della resistenza opposta dalla zona laziale-abruzzese, la propagazione delle pieghe nella loro parte meridionale, abbia subito una azione frenante che le ha fatte deviare ⁽⁵⁾ dalla normale orientazione NO-SE dell'Appennino secondo un'arcatura che presenta la massima traslazione orizzontale verso est ed ENE proprio in corrispondenza del massiccio dei M. Sibillini (Fig. 5).

Pertanto, mentre la zona abruzzese non subiva sensibili spostamenti, l'arco umbro-marchigiano nella sua parte inferiore doveva scorrere verso NE e con tale suo movimento, dapprima attraverso una piega rovesciata, poi laminata e quindi strappata rispetto al piano di scorrimento, determinava un accavallamento ed un forte sovrascorrimento sulle molasse mioceniche secondo un piano di frattura che è particolarmente netto in corrispondenza del M. Vettore.

Oltre a questa grande piega-faglia frontale, altri notevoli fenomeni di accavallamento, che hanno portato alla sovrapposizione del Calcarea Massiccio sui sedimenti più recenti, sono osservabili anche all'interno dell'arco umbro (Lotti, 1926; Scarsella, 1946; Pialli, 1970; Deiana, 1971).

Nella parte settentrionale dei M. Sibillini, dove lo spessore del «Calcarea Massiccio» è minore, la struttura conserva invece il primitivo motivo a pieghe che ha originato l'accavallamento.

Per quanto riguarda l'età dei movimenti orogenici, che hanno portato all'attuale assetto tettonico della regione umbra, occorre te-

(5) Tale deviazione («virgazione») del fascio di pieghe umbre, corrispondente ad uno stiramento perpendicolare alla direzione di spinta che la coltre sedimentaria avrebbe subito insieme al corrugamento, sarebbe dovuta anche al costituirsi della linea di frattura «Ancona-Anzio».

Questa estesa linea di discontinuità e dislocazione, orientata NNE-SSW, che tronca la struttura dei M. Sibillini, ha consentito che le due zone situate a nord e a sud di essa si comportassero in maniera indipendente rispetto ai movimenti orogenetici, divenendo in tal modo una linea di separazione tettonica tra le due rispettive facies umbro-marchigiana e abruzzese.

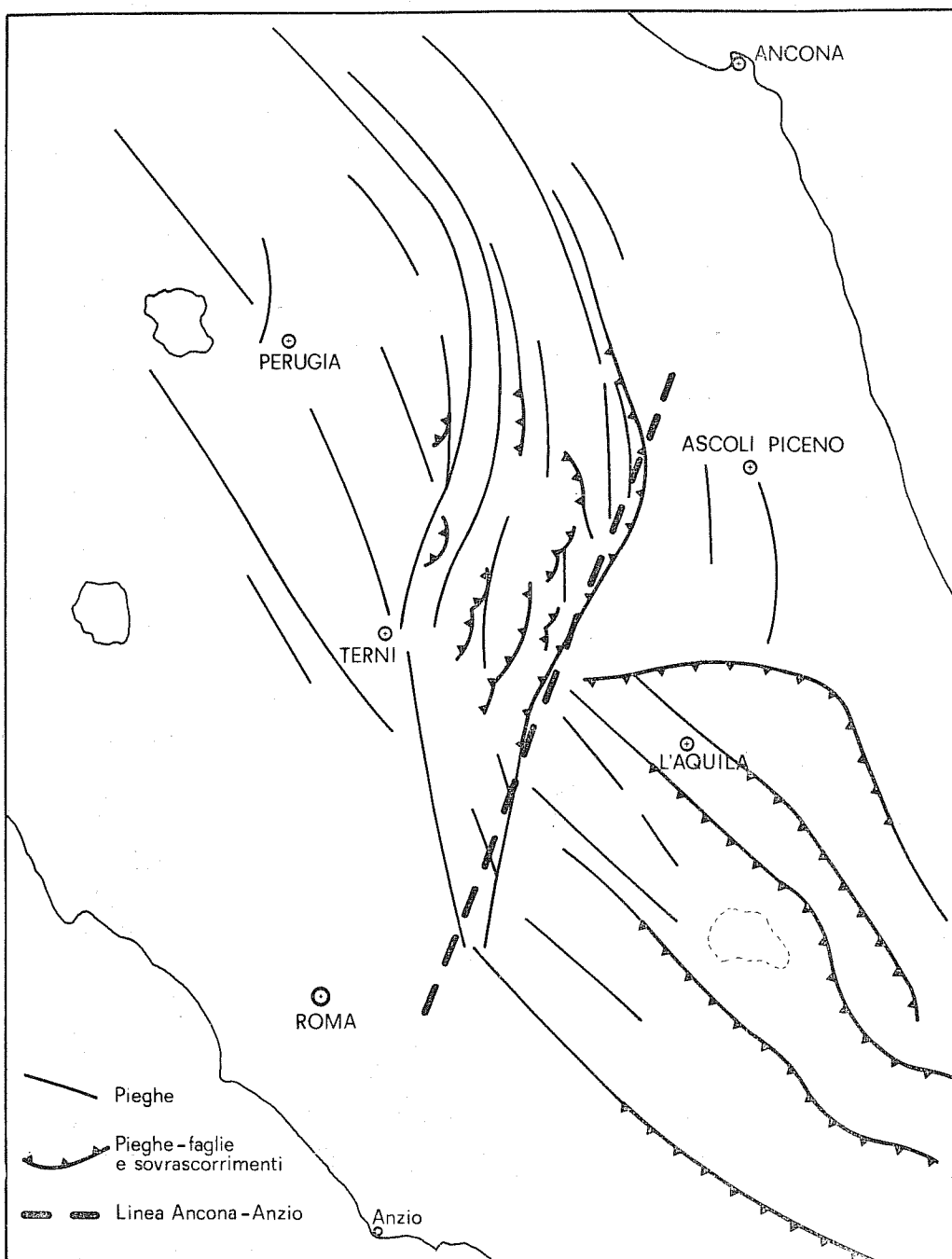


FIG. 5 - Schema tettonico dell'Italia centrale.

nere presente che questi sono avvenuti in due fasi diastrofiche distinte (Selli, 1949).

Mentre i primi movimenti risalgono all'inizio del Miocene con l'arrivo dei sedimenti terrigeni, la fase plicativa principale (fase compressiva), comprendente anche i sovrascorrimenti, si è verificata al termine del Miocene (Tortoniano superiore, secondo Giannini e Tongiorgi, 1962).

Contemporaneamente si aveva anche la progressiva emersione definitiva della catena umbra.

La seconda fase diastrofica (fase disgiuntiva), più rapida ed energetica della precedente, è, invece, successiva all'esaurimento delle forze orogeniche che hanno corrugato l'Appennino umbro-marchigiano e probabilmente è di età tardo pliocenica. Essa è caratterizzata da movimenti tettonici rigidi con carattere distensivo rivelati da un sistema di faglie dirette, con notevole rigetto ed orientamento appenninico NW-SE, che tagliano le precedenti pieghe nel loro fianco occidentale.

Passando a trattare, in particolare, delle principali linee di dislocazione tettonica osservabili nei M. Sibillini e nelle zone immediatamente adiacenti, oltre alla grande piega-faglia già menzionata, che costituisce il confine orientale della catena e mette direttamente a contatto i calcari mesozoici con le arenarie mioceniche, esiste una seconda piega-faglia con sovrascorrimento, immediatamente ad occidente del gruppo, in corrispondenza delle masse liassiche del M. Patino e di Ancarano, a nord di Norcia.

Tra le linee di frattura semplici, prima fra tutte è da ricordare la grande faglia normale e conforme di oltre 20 Km di lunghezza che da Forca di Presta, con direzione SE-NW, lungo il margine occidentale dei M. Sibillini, giunge oltre Ussita e Vallestretta.

Il forte rigetto di questa faglia, in qualche tratto superiore anche ai 1000 m, è responsabile della maestosa imponentza del M. Vettore rispetto ai rilievi minori che chiudono a nord e a sud il Piano di Castelluccio (Scarsella, 1959).

Sul versante occidentale del M. Vettore sono riconoscibili altre due linee di faglia minori delle quali quella più alta si trova in corrispondenza dell'affioramento del Lias inferiore tra il Lias medio del tetto e del muro.

Le pendici rivolte a ponente del M. Castello corrispondono ad un'altra faglia, con direzione N-S, che si prolunga a sud di M. Ven-

tosola e mette a contatto, con un rigetto di circa 800 m, il «Calcere Massiccio» con la «Scaglia Rossa» ad ovest e con gli «Scisti ad Aptici» a sud.

In corrispondenza dei rilievi presibillini esiste, inoltre, un'altra grande faglia, lunga 30 Km, che si estende dall'estremo sud della conca nurzina, attraverso le conche di Ancarano e Preci fino al M. Fema (Scarsella, 1959).

CARATTERISTICHE GEOMORFOLOGICHE

Per quanto riguarda la fase morfogenetica dei M. Sibillini, il modellamento del rilievo ad opera degli agenti atmosferici è iniziato immediatamente dopo il loro sollevamento ed emersione dal mare.

Gli agenti modellatori (acqua, gelo, vento), attraverso le azioni di erosione, trasporto e sedimentazione, variamente influenzate dalle caratteristiche litologiche e tettoniche, hanno determinato differenti processi morfogenetici semplici oppure complessi.

Prima di tutto la differente resistenza all'erosione opposta dalle formazioni calcaree nei confronti di quelle marnose, congiuntamente alla maggiore influenza dei fattori climatici sulle pareti più elevate, ha fatto sì che i rilievi calcarei emergessero isolati, contrastando con forme spesso aspre rispetto ai rilievi più bassi costituiti da rocce più tenere.

Il pilastro infraliassico del M. Vettore, con le sue ripide pareti strapiombanti, costituisce un tipico esempio degli effetti della natura litologica e della presenza di faglie sulla morfologia dei M. Sibillini.

Ma se le forme del paesaggio sono in genere strettamente correlate all'assetto tettonico, non mancano, tuttavia, casi nei quali la morfologia differisce dalla struttura interna.

Un esempio molto evidente di «*inversione del rilievo*» è quello segnalato da Scarsella (1946) nel tratto assiale della catena dei M. Sibillini (da M. Val di Fibbia a M. Palazzo Borghese, attraverso Punta Bambucerta, Pizzo Tre Vescovi, Pizzo Berro e Cima Cannafusto) dove, a causa dei fenomeni di denudazione, la suddetta cresta montuosa, che costituisce in parte anche la linea spartiacque, è formata dal fondo di una sinclinale.

Prima di passare ad illustrare i tipi particolari di morfologia glaciale, periglaciale e carsica, presenti nei M. Sibillini, è opportuno accennare all'esistenza dei depositi continentali originatisi ad opera

dei processi erosivi normali durante il Quaternario e che completano la serie stratigrafica della regione.

In corrispondenza delle pareti rocciose molto ripide, i fenomeni di degradazione meteorica hanno determinato la formazione, alla base dei rilievi, di frequenti ed estese coperture detritiche sia in forma di «falde» che di «conoidi».

L'età di queste coperture è in genere recente, ma esistono anche esempi di conoidi più antiche ricoperte in parte da falde attuali, come ad esempio avviene nel Piano Grande di Castelluccio ai piedi del versante ovest del M. Vettore.

Interessante per la paleogeografia della regione è anche la presenza di depositi lacustri e palustri di età recente (Piano Grande di Castelluccio) o villafranchiana (Conca di Norcia) in corrispondenza di bacini che saranno illustrati successivamente a proposito dei fenomeni carsici e dell'idrografia sotterranea dei M. Sibillini.

Forme glaciali

Anche se in forme molto più modeste di quelle alpine, in rapporto alla minore altitudine e latitudine, le tracce lasciate dai ghiacciai quaternari nel tratto dell'Appennino umbro-marchigiano considerato, presentano, tuttavia, forme tipiche quali morene, circhi, valli ad U, ed un piccolo lago di escavazione glaciale.

Tali forme di modellamento, in rapporto al limite relativamente alto delle nevi permanenti, il quale non scese mai molto al di sotto dei 1750-1900 m, a seconda dell'esposizione, sono confinate in genere presso le vette o nei tratti superiori delle vallate.

Rispetto alle quattro fasi glaciali principali della cerchia alpina, nelle formazioni glaciali appenniniche è stata riconosciuta una sola glaciazione attribuita al periodo würmiano. Né d'altra parte prima di questo periodo sarebbe stata possibile la formazione di ghiacciai di una certa entità in quanto i maggiori rilievi appenninici, ancora in fase di sollevamento, non avrebbero raggiunto un'altezza sufficiente; comunque, anche se si fossero potuti stabilire piccoli insediamenti glaciali in epoca anteriore, le deboli tracce lasciate sarebbero state cancellate dai fenomeni erosivi nelle epoche successive (Losacco, 1973).

I ghiacciai nei M. Sibillini furono di tipo locale (o alpino). Essi giacevano, infatti, incassati entro le alte e scoscese pareti rocciose e

terminavano tutti molto all'interno delle valli senza raggiungere i territori pedemontani.

Ciascuna delle principali montagne (intorno ai 2000 m) possedeva una sua glaciazione indipendente che si è sviluppata soprattutto sulle pendici settentrionali ed orientali.

L'intensità relativa del processo glaciale è stata piuttosto modesta ovunque (anche se superiore a quella raggiunta nell'Appennino settentrionale e meridionale, a causa delle favorevoli condizioni altimetriche e morfologiche), essendo la lunghezza dei ghiacciai compresa tra 1 e 4 Km e lo spessore tra 50 e 200 m.

PRINCIPALI CARATTERISTICHE DEI GHIACCIAI QUATERNARI
DEI M. SIBILLINI
(da Suter, 1939, modificata)

Caratteristiche	Ghiacciai delle valli					
	ASO	TENNA	AMBRO	USSITA	BOVE	TELA
posizione	N	N	NE	N	NW	N
altezza massima della cresta montana (m)	M. Vettore 2478	M. Porche 2235	P.zo Berro 2259	P.zo Berro 2259	M. Bove 2169	M. Rotondo 2102
altezza dell'estremità inferiore dei ghiacciai (m)	1400	1200	1200	1500	1650	1550
altezza media della superficie dei ghiacciai (m)	1850-1900	1700-1750	1750	1850-1900	1900	1750
lunghezza dei ghiacciai (Km)	4	4	3	2	1,5	1,2
età dei circhi (m)	1900-1950	1950	1950	1900	1900	1950

Gli sbarramenti di morene terminali presenti all'interno delle valli a diverse altitudini, indicano, inoltre, due o tre arresti durante la fase di ritiro dei ghiacciai würmiani corrispondenti, secondo Suter (1940), agli stadi di *Bübl*, *Gschnitz* e ad uno intermedio, dovendo essere il fenomeno glaciale all'epoca dello stadio di *Daun* pressochè esaurito.

Secondo Suter (1934, 1939, 1940), Klebelsberg (1933) e Scarsella (1945), ai quali si devono gli studi più accurati sui ghiacciai

quaternari dei M. Sibillini, la copertura glaciale ha interessato sicuramente almeno le valli dell'Aso, del Tenna, dell'Ambro, la valle Ussita, la val Bove e la valle Tela.

La valle dell'Aso, per la particolare morfologia, essendo aperta in direzione nord e racchiusa tra gli alti rilievi che dal M. Vettore si spingono ad occidente a Forca Viola e ad oriente al M. Torrone, ha avuto indubbiamente la più forte glaciazione.

Numerose sono infatti le tracce glaciali che si rinvengono nella sua parte superiore (valle Lago di Pilato) fino alla località «Le Svolte» (quota 1407) dove la valle scende bruscamente con un gradino di 300 m.

Il ghiacciaio principale, che era lungo circa 4 Km, ha determinato un profilo a trogolo molto caratteristico per l'Appennino, e ha lasciato sul fondo della valle, oltre a numerosi sbarramenti morenici, una morena laterale e un laghetto di erosione glaciale. Altre testimonianze della notevole glaciazione sono rappresentate da sei circhi molto ben conservati che intagliano il fianco sinistro della valle fra Quarto S. Lorenzo e il M. Vettore.

Infine, nella valle dell'Aso, esisteva un altro piccolo ghiacciaio, orientato verso est, tra M. Argentella e M. Palazzo Borghese, mentre dalle quattro nicchie glaciali presenti sul versante occidentale della cresta montuosa del M. Vettore dovevano scendere fino a quota 1800 soltanto delle limitate lingue di ghiaccio (Suter, 1939).

Nell'alta valle del Tenna (Vallestretta) circhi e depositi morenici stadiali documentano l'esistenza di tre ghiacciai paralleli (Vallelunga, Orteccia e le Fosse), orientati verso nord, e provenienti rispettivamente dai rilievi di M. Porche, Cima Cannafusto e P.so Cattivo.

Inoltre, in corrispondenza del versante NW del M. Sibilla, doveva trovarsi un altro ghiacciaio (vedretta).

Nella limitrofa valle dell'Ambro esisteva, invece, un solo ghiacciaio, lungo appena 3 Km ed orientato verso NE, che si estendeva dal circo situato tra P.zo Berro e P.zo Tre Vescovi fino a quota 1280, dove si trova una morena terminale.

Nella valle Ussita e nella val Bove due ghiacciai (lunghi rispettivamente Km 2 e 1,5), sormontati da circhi, hanno modellato delle belle valli a trogolo ed hanno lasciato numerosi sbarramenti morenici.

Infine, una morfologia tipicamente glaciale si può riscontrare anche nella parte settentrionale dei M. Sibillini in corrispondenza della valle Tela nel gruppo del M. Rotondo. Un piccolo ghiacciaio

lungo appena 1,2 Km e con uno spessore di circa 150 m (Scarsella, 1945) ha conferito alla valle per tutta la sua lunghezza un perfetto profilo ad U e di esso si ha prova anche nel circo posto all'inizio del-



Fig. 6 - «Circhi glaciali di pendio» sulle pendici est di Quarto S. Lorenzo. Nel fondo della valle depositi morenici mescolati a detriti di falda (foto Suter).

la valle (sotto la cima di M. Rotondo) e negli accumuli morenici sparsi nel suo fondo.

Passando ad illustrare brevemente le singole forme glaciali dei M. Sibillini, in base alle attuali conoscenze si possono fare le seguenti constatazioni.

Circhi glaciali. Sono abbastanza numerosi, essendone presenti una quindicina, e costituiscono indubbiamente la forma più caratteristica e la prova più importante della glaciazione nei M. Sibillini.

Pur essendo scavati nei calcari mesozoici, i circhi si sono conservati molto bene e gli agenti atmosferici e la corrosione carsica hanno poco modificato la loro forma tipica di cornice a semicerchio con

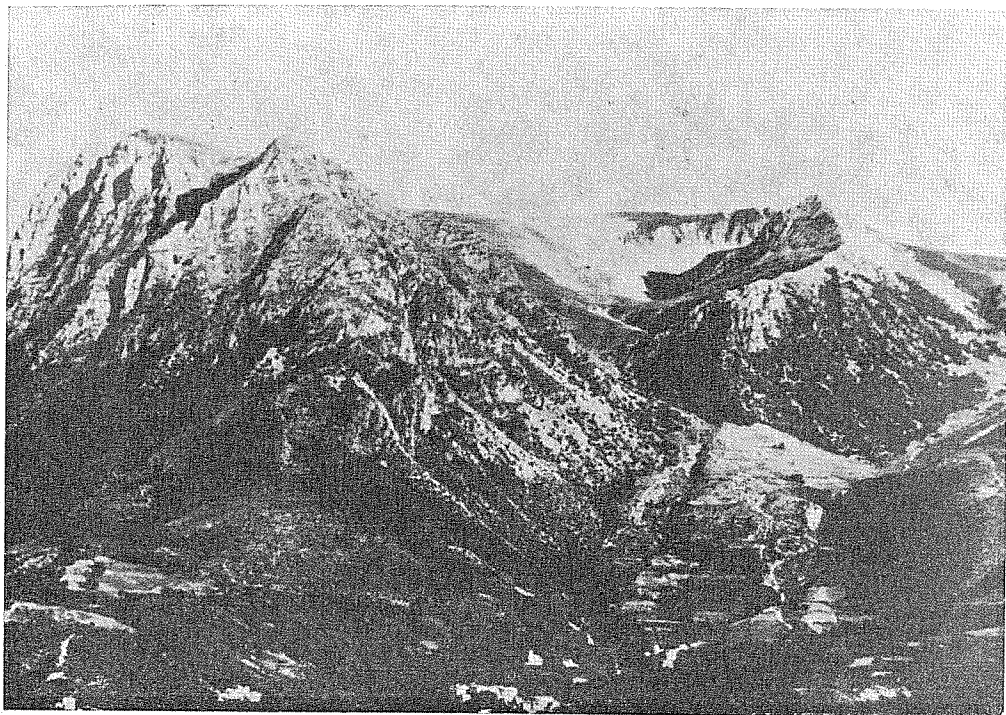


FIG. 7 - «Circo glaciale di valle» nel gruppo M. Bove-M. Picco in Valle d'Ussita (foto Scarsella).

pareti molto ripide e alte 50-100 m, racchiudenti un breve e ripido ripiano più o meno ben marcato e sepolto sotto accumuli detritici. Sono scomparse, infatti, soltanto le forme arrotondate e le superfici levigate presenti sulle pareti e nel ripiano.

Originatisi da forme concave preglaciali (carsiche o piccoli bacini torrentizi), i circhi si trovano quasi tutti alla stessa quota (1900-1950 m) per cui la loro posizione risulta essere una funzione climatologica (limite delle nevi persistenti) piuttosto che morfologica.

La loro esposizione è generalmente rivolta a nord (circhi del M. Vettore, P.zo Berro, M. Porche, P.so Cattivo, M. Rotondo), oppure

a NE (M. Argentella, M. Priore), a NW (M. Bove) e ad est (Quarto S. Lorenzo), cioè esclusivamente laddove la neve, essendo più protetta dall'insolazione, ha permesso una più lunga permanenza dei ghiacciai.

Per quanto riguarda infine la localizzazione, si possono avere «*circhi di pendio*», cioè quando le nicchie, in genere poco profonde, raggruppate una accanto all'altra e divise soltanto da stretti speroni rocciosi (Quarto S. Lorenzo), raggiungono la cresta montuosa (Fig. 6), oppure «*circhi di valle*» (Fig. 7) quando si trovano più in basso alla chiusura delle valli (Bove, Ussita e valle Lago di Pilato).

Valli a trogolo. Oltre alle strette e profonde valli con profilo a V modellate esclusivamente dall'acqua, nei M. Sibillini esistono anche numerose incisioni vallive, soprattutto nel loro tratto superiore, con distinto profilo ad U dovuto all'erosione glaciale.

L'azione dei ghiacciai, i quali hanno scavato i loro trogoli insediandosi su valli fluviali preesistenti, si manifesta principalmente attraverso un'erosione laterale mentre quella verticale, a causa della loro limitata dimensione, risulta molto ridotta.

Alcune valli (Valle Lago di Pilato) presentano pareti con una evidente rottura di pendio, corrispondente al limite superiore della erosione glaciale, e cioè pareti che si innalzano dapprima bruscamente dal fondovalle con un tratto dirupato o scosceso e che proseguono poi con pendenze più dolci in corrispondenza di superfici preglaciali.

In altre valli più piccole (Valle Ussita, Val Bove) i trogoli sono, invece, meno sviluppati e quindi non è possibile constatare una evidente rottura di pendio.

Comunque, anche quando la sezione trasversale è distintamente a doccia, si nota in genere una certa incompletezza e mancanza di simmetria nei due fianchi della valle glaciale, come accade ad esempio per la stessa magnifica Valle Lago di Pilato dove il fianco destro, rivolto verso ovest, presenta molto chiaramente la rottura di pendio, mentre nel lato sinistro, orientato ad est, la morfologia è meno caratteristica.

In generale le valli glaciali dei M. Sibillini non sono state molto trasformate dopo la glaciazione. Infatti, a causa della natura calcarea e del ricoprimento con abbondante materiale detritico, l'erosione idrica è stata molto limitata, non esistendo torrenti in quanto l'acqua tende a scorrere sotterraneamente.

Infine, un'altra caratteristica dei M. Sibillini è la mancanza di «*valli sospese*» o «*pensili*» e l'assenza nel profilo longitudinale delle valli glaciali di forti contropendenze o scalini. Quando questi sono presenti (R. ne le Callarelle in Val Bove), non hanno alcun rapporto con l'esarazione glaciale, ma sono semplicemente il risultato di una erosione differenziata su strati rocciosi a differente resistenza (Corniola-Marmarone).

Morene. Il riconoscimento di sicuri depositi morenici nei rilievi calcarei dei M. Sibillini presenta notevole difficoltà, non potendo essere distinti, sotto l'aspetto petrografico, né dai cumuli di detrito di falda, né da quelli alluvionali.

La mancanza della principale caratteristica morfologica, cioè la presenza di ciottoli striati, è dovuta alla natura del materiale roccioso, alla brevità del percorso dei ghiacciai e soprattutto all'assenza di sezioni fresche naturali o artificiali. D'altra parte le morene di fondo, che presentano più facilmente ciottoli striati e levigati, si trovano generalmente nascoste sotto quelle superficiali meno caratteristiche.

Le difficoltà dovute alla cattiva conservazione sono particolarmente sentite nelle sezioni inferiori delle valli dove gli accumuli morenici sono sempre mescolati con altri tipi di detriti, oppure gli esigui lembi depositi sono stati parzialmente asportati dalle acque.

Tuttavia i depositi glaciali nei M. Sibillini sono abbastanza diffusi come morenico sparso, in forme arrotondate cupoliformi, o di baluardi arcuati più o meno regolari.

A giudicare dall'angolosità del materiale, si tratta in genere di *morene superficiali*, ma in molte valli si distinguono anche due o tre *morene frontali* deposte attraverso il fondovalle durante il ritiro del ghiacciaio e che si possono seguire fino entro i circhi.

Le *morene laterali* si riscontrano soltanto molto raramente (in sinistra del Lago di Pilato) e ciò è dovuto al fatto che le pareti scoscese, entro cui erano incassati i ghiacciai, ostacolarono la deposizione di morene laterali ed i piccoli lembi abbandonati dal ghiacciaio furono successivamente mascherati dal detrito di falda o asportati dall'erosione (Sacco, 1941).

Le quote più basse alle quali è stato possibile riconoscere dei sicuri depositi morenici si trovano a 1550 m in Val Tela, a 1500 m nelle Valli Bove e Ussita, a 1280 m nella valle dell'Ambro, a 1200 m

in quella del Tenna, a 1700 m nella valle dell'Aso (Klebensberg, 1933; Suter, 1939; Scarsella, 1945).

Infine, in altre località, l'attribuzione dell'origine glaciale ad alcune estese formazioni detritiche è tuttora controversa.

Così i depositi grossolani presenti nel fianco ENE del M. Aman-dola (1707 m), nelle falde di M. Zampa (1795 m) e soprattutto quelli di Pretara-Piedilama (900 m) indicati da Scarsella (1941) come semplici detriti di falda sono, invece, considerati da altri autori (Sacco, 1907, 1941; Crema, 1924; Lippi-Boncambi, 1948; Mongini, 1970) come materiali morenici.

A prescindere dalle difficoltà già menzionate nell'attribuzione dell'origine glaciale ad alcuni lembi detritici, è preferibile attenersi all'autorevole parere del glaciologo Klebensberg (1933) che ritiene il deposito di Pretara di natura detritico-franoide in quanto la glaciazione fu limitata ai pendii più elevati e non poteva avere interessato i bacini periferici situati a quote inferiori a quelle del limite delle nevi quaternarie fissato intorno a 1750-1900 m.

Laghi glaciali. Nell'alta valle dell'Aso, a quota 1940, si trova il lago glaciale più grande di tutto l'Appennino centrale e l'unico lago di circo.

Situato entro il fondo in contropendenza del circo posto sotto il M. Vettore, il Lago di Pilato presenta una forma caratteristica «ad occhiali» dovuta ad una lingua di detriti che penetra entro il bacino dal lato destro.

Le forti oscillazioni stagionali, dovute alla mancanza di immis-sari, fanno sì che durante l'estate lo specchio lacustre sia completa-mente diviso in due piccoli bacini quasi uguali, mentre dopo lo scio-gliamento delle nevi o piogge prolungate, questi si uniscano in un unico specchio il cui livello massimo è identificabile per mezzo della striscia bruna di licheni ben visibile soprattutto sui grossi frammenti rocciosi che circondano il lago (Fig. 8).

Anche gli emissari sono assenti, ad eccezione di uno stagionale che, essendo in relazione ad una incisione superficiale della massa rocciosa situata al confine settentrionale del lago, funziona in genere soltanto fino al mese di agosto, cioè fintanto che l'abbassamento del livello lacustre non supera la posizione di detta fenditura. Le acque che fuoriescono spariscono quasi subito sotto la coltre detritica per

ritornare alla luce, dopo un percorso di circa 6 Km, presso Foce (951 m) attraverso una sorgente carsica.

Rispetto alle prime osservazioni fatte alla fine del 1800, le dimensioni del bacino lacustre sarebbero mutate moltissimo.



FIG. 8 - Lago di Pilato. La banda scura che circonda i due laghetti indica la massima estensione del lago quando questi sono riuniti in un unico bacino.

Suter (1939) accenna a 500 m di lunghezza massima e a 125-150 m di larghezza, mentre le misure accurate di Marchesoni e Moretti (1954) riportano rispettivamente 369 m e 129 m (24 luglio 1953) e quelle ancora più recenti (agosto 1969) di Mongini (1970) 305 m e 110 m.

Per quanto riguarda la profondità massima in ambedue i bacini, essa sarebbe di 9 m secondo il rilevamento di Marchesoni e Moretti e di 8,5 m secondo quello di Mongini (Fig. 9).

Circa l'origine del Lago di Pilato sono state emesse dai vari autori teorie diverse.

Secondo Partsch (1889), Hassert (1900), Klebelsberg (1933) e Sacco (1941), in base alla presenza di una morena terminale, esso

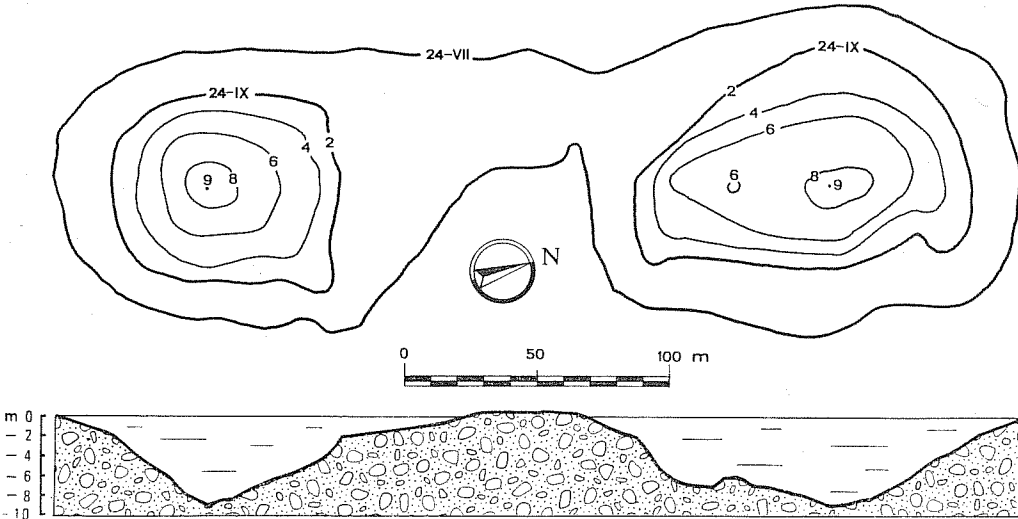


Fig. 9 - Planimetria, batimetria e profilo del Lago di Pilato. (Da Marchesoni e Moretti, 1954, modificata).

sarebbe da considerare come un lago di «*sbarramento morenico*». Lippi-Boncambi (1948), invece, in considerazione della coesistenza negli alti rilievi calcarei del fenomeno carsico e glaciale, ritiene sia di origine «*carsico-glaciale*». Suter (1939), infine, lo definisce come «*lago di circo*».

Non potendo accettare come valida la prima ipotesi, a causa della natura grossolana e quindi permeabile della morena terminale, sembra più ragionevole concordare con la teoria di Suter (accettata anche da Mongini) secondo cui il Lago di Pilato, essendosi originato nel fondo di un circo approfondito dall'esarazione, sarebbe da considerare come lago di «*escavazione glaciale*».

Forme periglaciali (Crionivali)

Analogamente a quanto avviene in altri importanti rilievi montuosi dell'Appennino centrale, anche nei M. Sibillini è possibile ri-

scontrare gli effetti di un processo morfogenetico dovuto alla neve (particolarmente importante è il processo di fusione della neve attraverso l'azione chimica e meccanica di eluviazione nel terreno dell'acqua che ne deriva) e ad altri elementi del clima freddo in genere.

Pur trattandosi di una regione situata ad una minore latitudine rispetto a quella alpina, il limite altimetrico per alcune di tali manifestazioni (suoli a gradini erbosi) è piuttosto basso (1500 m) e la sensibile frequenza di superfici situate a quote elevate (circa 120 Km² al di sopra di 1600 m, dei quali 23 Km² a quote superiori a 2000 m) rende abbastanza diffusa, anche se su superfici molto limitate, la presenza di morfologie crionivali più o meno caratteristiche (6).

La natura calcarea delle rocce, per la presenza di un fitto intreccio di fessure capillari che esalta l'azione disgregatrice del gelo, favorisce la formazione di una spessa coltre detritica la quale, unitamente al favorevole assetto topografico creato dal modellamento glaciale, costituisce un ottimo substrato per lo sviluppo dei fenomeni crionivali.

D'altra parte anche le particolari condizioni climatiche del gruppo montuoso, caratterizzate da una lunga permanenza del manto nevoso (dicembre-aprile e periodi anche molto più lunghi nelle zone meno soleggiate) e da un elevato numero di giorni (7) con gelo (50-70) a cui si associano, per le frequenti alternanze di giornate scioccali, numerosi cicli di gelo e disgelo (100-130), favoriscono i fenomeni di crioclastia e soliflusso, rendendo conto, in tal modo, dell'abbassamento nei M. Sibillini dei limiti altimetrici relativi ai fenomeni crionivali.

Tuttavia rimane una sostanziale differenza tra l'ambiente climatico alpino, ove tali fenomeni mostrano la massima diversificazione, e quello dell'alto Appennino calcareo nel quale, invece, anche per la

(6) La descrizione di tali forme per i M. Sibillini è ancora limitata, per la maggior parte di esse, a quella fatta da Mongini (1970) per il gruppo del M. Vettore, ma ricerche in tal senso sono in corso da parte di questo Istituto nell'ambito del programma di rilevamento pedologico delle provincie di Perugia ed Ascoli Piceno. Per le «fosse crionivali» si hanno, invece, numerose citazioni da parte di Jaja (1905), Hassert (1900), Klebelsberg (1933), Suter (1939), Scarsella (1947) e Lippi-Boncambi (1947, 1948).

(7) I dati si riferiscono rispettivamente alle stazioni di Montemonaco e Norcia e pertanto è logico supporre che nelle parti più elevate del massiccio, a quote superiori a dette località, si abbia un maggior numero di giorni senza disgelo.

coesistenza del processo carsico, il riconoscimento delle forme risulta meno agevole.

E' da rilevare, infatti, come non tutte le forme periglaciali esistenti nei M. Sibillini presentino lo stesso grado di evoluzione: accanto a forme aventi un sufficiente grado di maturazione (fosse crionivali, falde detritiche ordinate e suoli a gradini erbosi), esistono anche altri tipi di forme (suoli ad isole di terra, suoli a zolle erbose) con una minore caratterizzazione e quindi non perfettamente definibili (Mongini, 1970).



FIG. 10 - Cima di Vallelunga. Campo di «fosse crionivali».

Fosse o conche crionivali

Sono piccole cavità simili a doline, dai margini poco definiti e del diametro al massimo di qualche metro, situate in posizione pianeggiante sul fondo degli antichi circhi e valli glaciali ed incavate nei depositi morenici o detritici in genere.

Caratteristica è la loro presenza in gruppi molto numerosi a costituire dei «campi» di fosse che sfioracchiano la superficie detritica conferendo ad essa un aspetto butterato (Figg. 10, 11). La distribuzione può essere caotica oppure secondo allineamenti corrispondenti a probabili linee di frattura dei calcari sottostanti alla coltre detritica (circo di M. Porche).

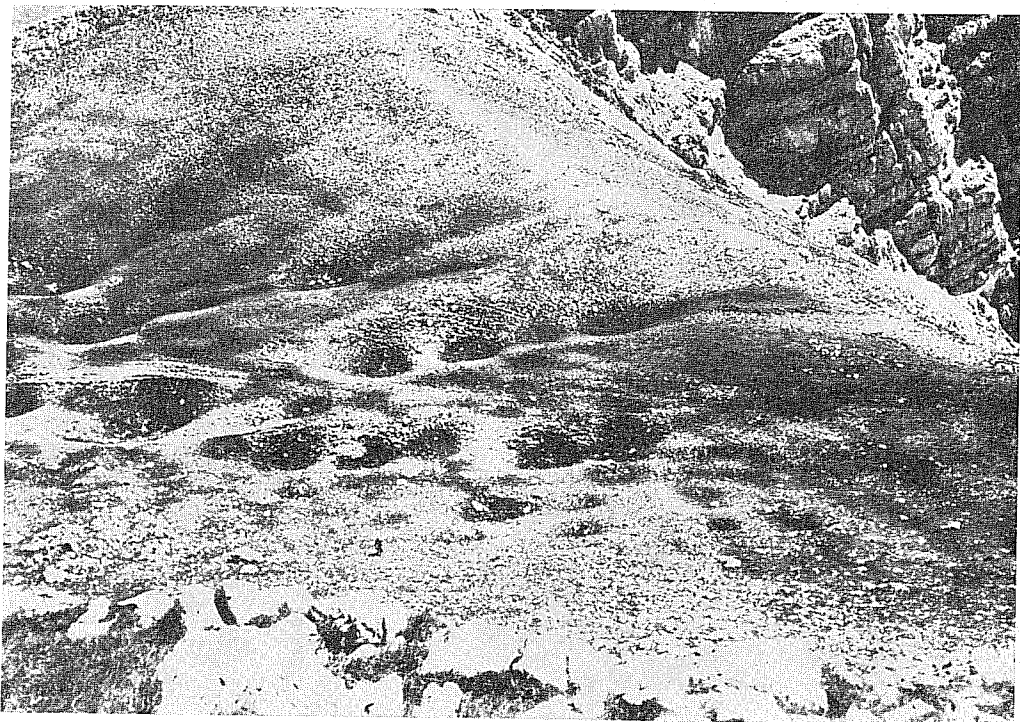


Fig. 11 - Fosse crionivali nella regione di M. Palazzo Borghese.

Sull'origine delle *fosse crionivali*, che costituiscono indubbiamente la forma più frequente ed appariscente di modellamento periglaciale nei M. Sibillini, esistono numerose teorie, molte delle quali non sembrano adattarsi alla regione considerata.

Capello (1960) e Nangeroni (1952) considerano le cavità nel morenico come dovute allo scioglimento di lenti di ghiaccio sepolto; Pietracaprina (1963) quale effetto della compressione nivo-glaciale; Hassert (1900), Scarsella (1947) come adattamento del materiale cla-

stico a doline nella roccia sottostante, cioè ad un carsismo submorenico oppure, secondo Haserodt (1965), direttamente per corrosione carsica del deposito crioclastico ad opera delle acque di fusione nivali.

L'ipotesi più verosimile sembra, tuttavia, quella di Demangeot (1941) secondo il quale le cavità sarebbero dovute ad erosione meccanica mediante asportazione delle particelle fini e conseguente co-stipamento di quelle grossolane.

Per quanto riguarda la distribuzione delle *fosse crionivali* nei M. Sibillini, esse si riscontrano soltanto a quote comprese tra 1700 e 2100 m. Oltre ai numerosi esempi presenti nel gruppo del M. Vettore (circo a sud del Lago di Pilato, 2000-2100 m; Valle di Pilato, 1750-2000 m; fianco orientale del M. Torrone, 1800 m; Forca Viola, 1950 m; Forca di Pala, 1850 m) forme tipiche si trovano anche a Vallelunga (circo di M. Porche, 2000 m), nella R.ne Le Fosse (sotto Passo Cattivo, 1700 m), nell'alta Valle di Panico (tra M. Bove e P.zo Berro, 1800 m), nella Val Bove (1700-1800 m) e nella Val Tela (sotto M. Rotondo, tra 1700 e 1850 m).

Falde detritiche ordinate

Nelle falde detritiche d'alta quota ed in particolare in quelle corrispondenti alle ripide pareti dei circhi glaciali, è possibile osservare una particolare distribuzione dei frammenti calcarei in deboli strisce trasversali al pendio.

Tale disposizione a strisce, che possono essere parallele e continue oppure più frequentemente interrotte o intersecantisi, si riscontra in genere sul tratto mediano dei brecciai laddove la pendenza non è troppo forte (30°-40°) ed anche le dimensioni dei frammenti hanno valori medi.

L'origine di queste particolari forme di coperture detritiche si ritiene che sia dovuta ad un impercettibile movimento di assestamento semplice per gravità («creep») accentuato dall'azione di compressione della neve (Mongini, 1970), oppure ad un movimento discontinuo collegato a cicli di gelo-disgelo (Gentileschi, 1967).

Suoli a gradini erbosi.

Quando le condizioni di alterazione (grado di umidità, caratteristiche litologiche) consentono l'avvio di un processo pedogenetico con la formazione di minime quantità di terreno, inizia anche l'iner-

bimento delle pendici brecciose con ciuffi di specie microtermiche (*Sesleria tenuifolia*, *Carex levis*, ecc.) che si dispongono lungo gli allineamenti trasversali delle falde detritiche ordinate.

L'azione di soliflusso, dovuta alla presenza di argilla, a cui si contrappone quella della vegetazione che tende invece a fermare a monte di essa il detrito che scende lungo le pendici, accentua la tenue gradinatura già esistente e pertanto si instaura una particolare morfologia a *gradini erbosi* nei quali il tratto pianeggiante è occupato dal detrito e quello ripido dalla vegetazione.



FIG. 12 - Suoli a gradini erbosi sulle pendici meridionali di M. Vettoretto.

La regolarità dei gradini erbosi (spesso interrotta da discontinuità, soprattutto scendendo di quota), così come i rapporti tra le dimensioni dei parametri degli scalini, sono generalmente correlati con i valori della pendenza.

I pascoli scalinati sono molto frequenti nei M. Sibillini, in particolare nel gruppo del M. Vettore, tra Forca di Presta e M. Vettoretto (Fig. 12), e sul versante orientale del M. Torrione. Si riscontrano, inoltre, nella regione di M. Palazzo Borghese (Fig. 13), nelle



FIG. 13 - Pascoli scalinati nella regione di M. Palazzo Borghese.

pendici occidentali di M. Rotondo, alla testata della valle di Bologna e sui brecciai di P.so Cattivo.

Sempre nel M. Vettore, ma lungo l'ampia falda detritica situata ai piedi del versante occidentale del rilievo e quindi a quote relativamente basse e con pendenze leggere, è molto diffusa la presenza di un'altra forma particolare di modellamento superficiale costituita da ampi piani suborizzontali (10° - 15°) terrazzati, scarsamente inerbiti e delimitati da ripide scarpate di 1-2 m di altezza, più argillosi e rivestiti da una fitta vegetazione (Mongini, 1970).

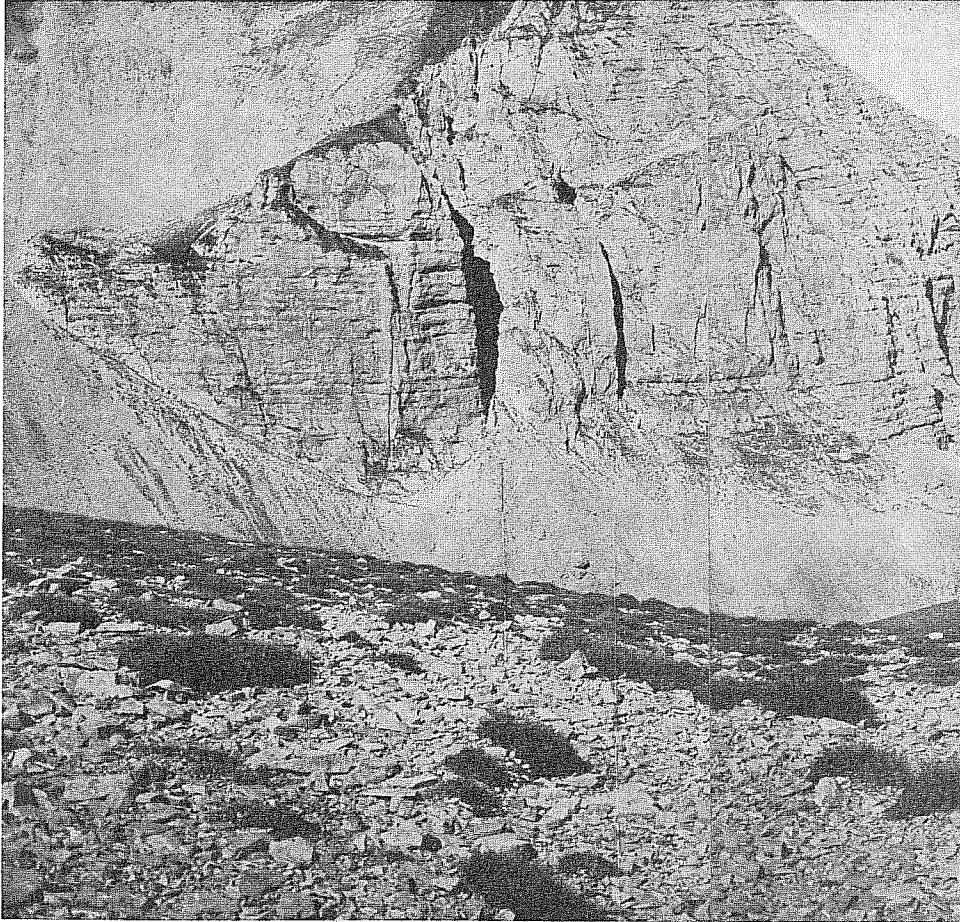


FIG. 14 - Suoli ad isole terrose a Forca

Suoli ad isole terrose e a zolle erbose

Negli alti macereti di piano (Forca Viola, Forca delle Ciaule) è possibile riscontrare la presenza di aree isolate di terriccio occupate da una fitta vegetazione ipsofila, la cui origine è il risultato dell'azione continuata del gelo (crioselezione del materiale più fine per allontanamento degli elementi grossolani) e della vegetazione stessa che, mediante l'azione delle radici, trattiene e determina la formazione di altro terreno (Fig. 14).



destra la Valle Lago di Pilato.

Infine, sulle superfici debolmente inclinate d'alta quota (in particolare sul versante meridionale ed occidentale del M. Vettore e alla sommità di M. Porche) la vegetazione è distribuita in piccole aiuole tondeggianti, separate tra loro da leggeri solchi occupati soltanto da pietrisco (Fig. 15).

Tale morfologia a *zolle erbose* si differenzia fondamentalemente dai *suoli a cuscinetti erbosi*, forme tipiche delle regioni alpine e del tutto assenti nei rilievi appenninici, per la mancanza di una sufficiente «articità» del clima (Segre, 1947), in grado di provocare un rigonfiamento del suolo. Essa va quindi interpretata semplicemente come una forma degradativa di pascoli sommitali.



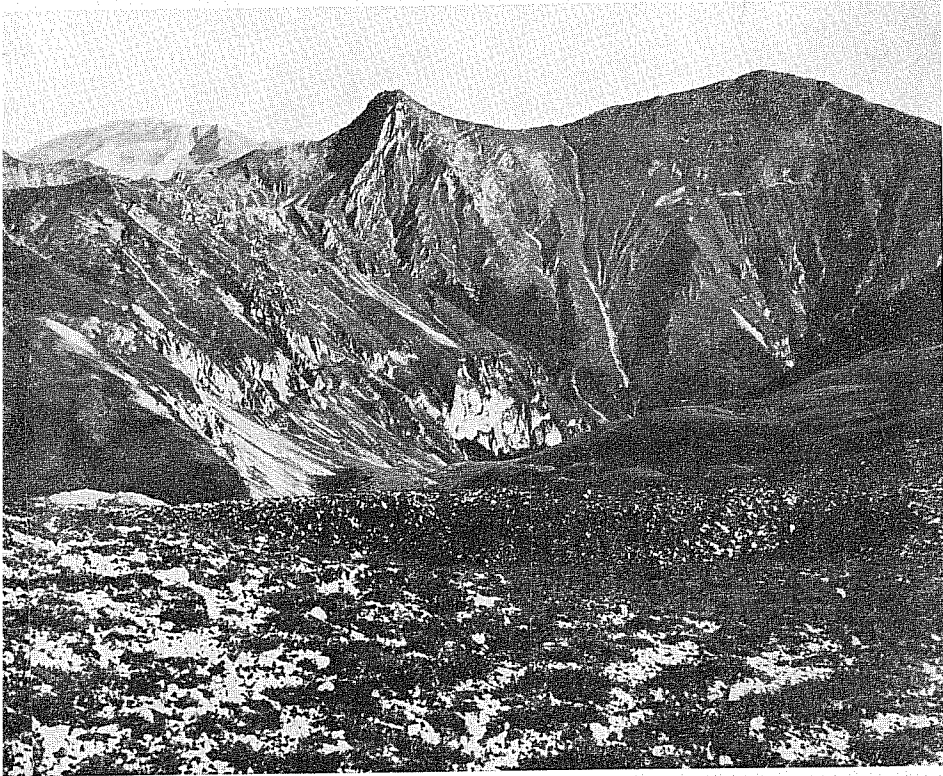
FIG. 15 - Suoli a zolle erbose alla sommità del M. Porche. Sullo sfondo paesaggio, P.zo Berro, M. Priore).

FORME CARSICHE

Alla morfologia dei M. Sibillini, a causa della loro costituzione calcarea, ha contribuito notevolmente in alcune zone anche il fenomeno carsico.

Si può infatti subito rilevare come tale fenomeno sia piuttosto sporadico e non dia luogo ad un caratteristico paesaggio carsico se non in aree molto limitate ed isolate.

La presenza di forme carsiche tipiche è, infatti, collegata strettamente a particolari tipi litologici, come il «Calcarea Massiccio», oppure a zone con intensi disturbi tettonici, quali faglie, piani di sovrascorrimento o forti piegature degli strati (Scarsella, 1947).



parte settentrionale dei M. Sibillini (da sinistra: M. Bove, M. Ro-

Molto più importanti, invece, sono i fenomeni di idrologia sotterranea, connessi al carsismo, che interessano i bacini di Castelluccio e di Norcia per cui sono stati oggetto di numerosi studi da parte di questo Istituto (Principi, 1911; Lippi-Boncambi, 1947, 1948, 1949; Giovagnotti, 1963).



FIG. 16 - La parte meridionale del gruppo dei M. Sibillini vista da M. Porche (sullo sfondo da sinistra: M. Vettore e M. Redentore, al centro M. Argentella e in primo piano M. Palazzo Borghese).

Ma prima di passare ad illustrare le interessanti caratteristiche geomorfologiche di tali bacini, verrà data una sintetica descrizione delle forme carsiche più comuni.

Grotte. Sono soltanto tre le grotte conosciute ed inoltre presentano uno scarso interesse speleologico.

Presso la vetta del M. Sibilla, a quota 2150, è situata la «Grotta delle Fate», nota soprattutto per le leggende legate ad essa ⁽⁹⁾ e sulla parete settentrionale di M. Bove (quota 1450 di Croce di M. Bove) è aperta la «Grotta del Peccato» o del «Diavolo». La terza grotta, che prende anch'essa il nome di «Grotta delle Fate», si trova

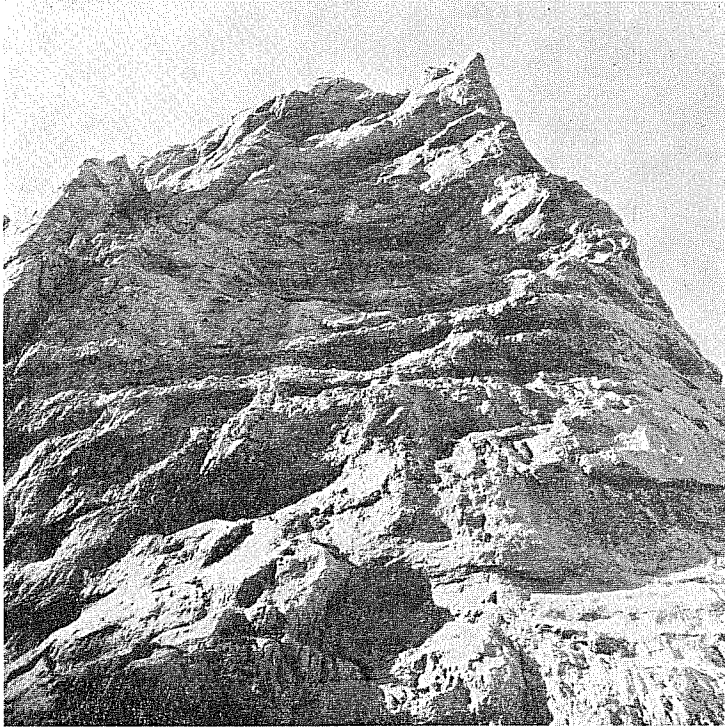


Fig. 17 - Nicchioni nella parete il «Castello» del «Pizzo del Diavolo».

invece nel gruppo del M. Vettore, ai piedi di uno sperone roccioso, a quota 2000, di Cima Pretare («il Pizzo»).

(9) Dalla prima leggenda italiana della Sibilla, come la si ritrova nel racconto medievale «Guerrin Meschino» di Andrea da Barberino (1409), attraverso il racconto di Antoine de La Sale (1521) «Le paradis de la reine Sibylle», sarebbe derivata nel secolo sedicesimo la leggenda tedesca del Tannhauser arricchita di elementi religiosi dalla quale poi Riccardo Wagner trasse l'argomento per il suo dramma lirico (Vittori, 1938; Falzetti, 1963; Santarelli, 1974).

Altre cavità di minore importanza, da riferirsi piuttosto a «*nicchioni*», sono le «Grotte Nere» situate tra la vetta del M. Sibilla e la borgata Foce, la Grotta di «Val Patino» nei pressi di Norcia, quelle di R. Fraonare e R. Panico, nell'alta val d'Ussita, le cavità esistenti nei pressi di Passo Cattivo nell'alta Vallestretta e quelle nella scogliera di M. Castello; sono, infine, da ricordare i nicchioni presenti sulle pareti dello Scoglio del Miracolo (Fig. 17), della Ripa Grande e sul fianco occidentale della Valle Lago di Pilato, tutti scavati nel Calcarea Massiccio del gruppo del M. Vettore.

Doline e Inghiottitoi. Le numerose piccole doline ad «imbuto» (con fondo permeabile) che sono allineate a nord e a sud dell'inghiottitoio dei Mergani ed anche le altre doline a «scodella» (con fondo impermeabile) situate nel Piano Grande di Castelluccio, pur essendo incavate nei sedimenti lacustri argillosi, debbono la loro origine, evidentemente, alla vicinanza dei calcari idrovori del M. Castello.

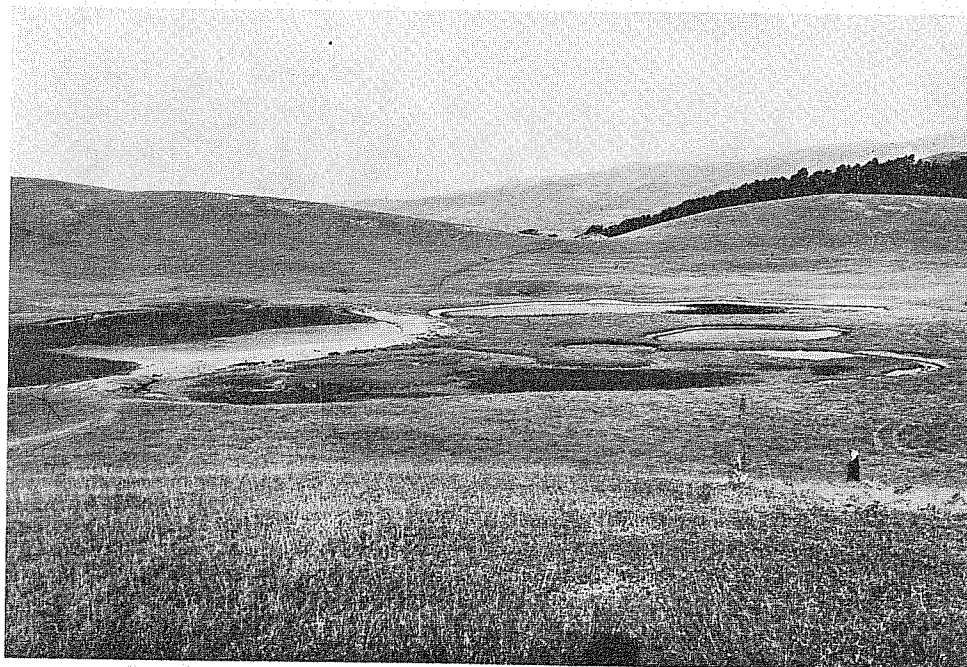


Fig. 18 - Gruppo di doline nella conca

Sempre in rapporto alla presenza del «Calcare Massiccio» sono da ricordare le due grandi doline a «scodella» situate a nord di M. Argentella (quota 2000) e tra Quarto S. Lorenzo e Forca di Pala (quota 1736), oltre ad altre numerose piccole cavità esistenti sulla dorsale M. Argentella-M. Palazzo Borghese e presso la cresta di M. Banditello (quota 1823).

In relazione a zone di intensa fratturazione (zone cataclastiche) sono, invece, le frequenti doline a «piatto» e a «scodella» presenti nelle alture situate fra Manigi e Savelli, a sud di Norcia.

Infine altre doline di analoga forma, ma situate in corrispondenza di zone poco disturbate, pianeggianti e su calcari diversi da quello «Massiccio» (Scaglia rosata, calcari grigi con selce) si possono riscontrare nella Montagna della Civita, nella dorsale di M. Fema e di M. di Campi, a nord di Norcia, oppure nella conca dei «Pantani» a sud di Forca Canapine (Fig. 18).



ni» a sud del valico di Forca Canapine.

Dei due «inghiottitoi», localizzati nel Piano Grande di Castelluccio, il più importante è quello che si apre immediatamente sotto la parete orientale di M. Castello in corrispondenza di una linea di frattura del «Calcere Massiccio» e attraverso il quale vengono smaltite le acque del F.sso dei Mergani (Fig. 19).

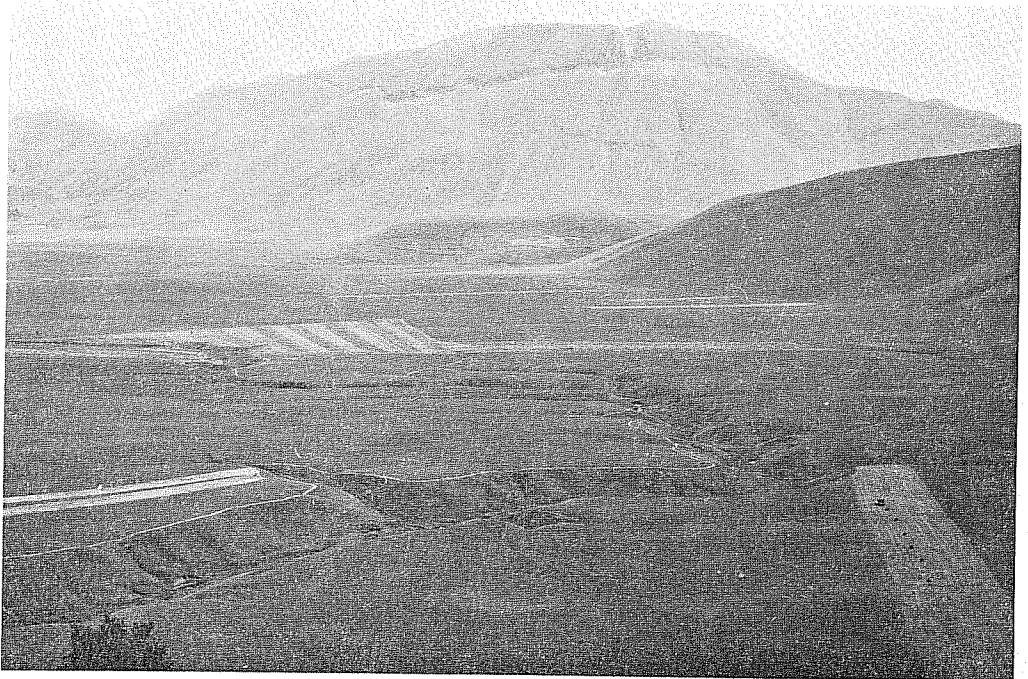


FIG. 19 - Fosso dei Mergani nel Piano Grande di Castelluccio. Sullo sfondo la possente mole del M. Vettore.

L'altro inghiottitoio, più piccolo e meno evidente, si trova all'estremo sud del Piano Grande (tra C.ta Sassetti e C.ta Faeto) ai piedi del M. Guaidone e del M. Cappelletta, in corrispondenza di calcari giurassici.

Un terzo inghiottitoio, molto grande, è situato invece nei Sibillini meridionali in corrispondenza dell'ampia conca dei «Pantani» a quota 1589.

Polja. Il «Polja» di Castelluccio rappresenta la forma maggiore di carsismo nei M. Sibillini per estensione e profondità ed è indubbiamente una delle conche chiuse morfologicamente più nette e caratteristiche dell'Italia centrale.

Il bacino di Castelluccio è costituito da tre piani: Piano Grande, Piano Piccolo e Piano Perduto.

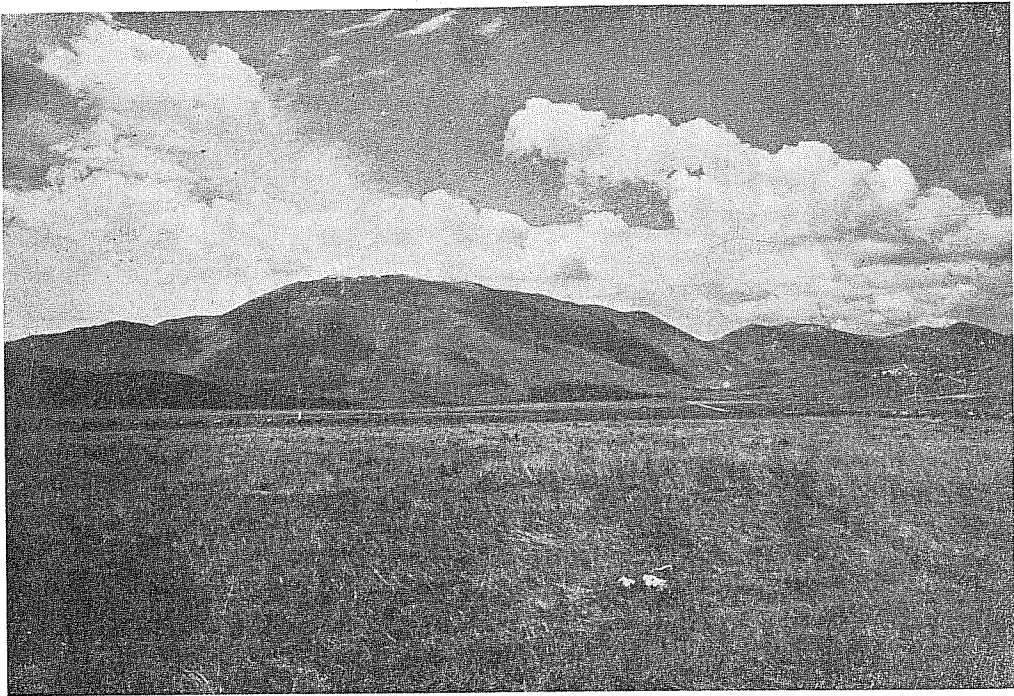


FIG. 20 - Il Piano Grande di Castelluccio.

Il Piano Grande (1300 m) si estende tra il massiccio del M. Vettore ad est e la catena di M. Ventosola-M. Cappelletta ad ovest, per una lunghezza di circa 6 Km ed una larghezza variabile di 2-3 Km (Fig. 20). Il fondo suborizzontale del piano è costituito da sedimenti lacustri e palustri dell'Attuale circondati da una fascia detritica, più larga in R.ne Pié Vettore, di raccordo ai rilievi circostanti ed è attraversato, nella parte centro-meridionale, dall'unica incisione valliva del F.sso dei Mergani (lunghezza 2-3 Km, larghezza 30-50 m, profondità 5-8 m) che termina nell'omonimo inghiottitoio.

A nord del Piano Grande, separato dal Colle di Castelluccio, si apre il Piano Perduto, mentre a SE, diviso dall'altura di M. Guaidone, giace il Piano Piccolo con il suo caratteristico laghetto.

L'origine del Piano Grande è tettonica ed è dovuta in particolare all'esistenza di almeno due linee di faglia principali, contemporanee o posteriori all'orogenesi, che hanno portato all'innalzamento

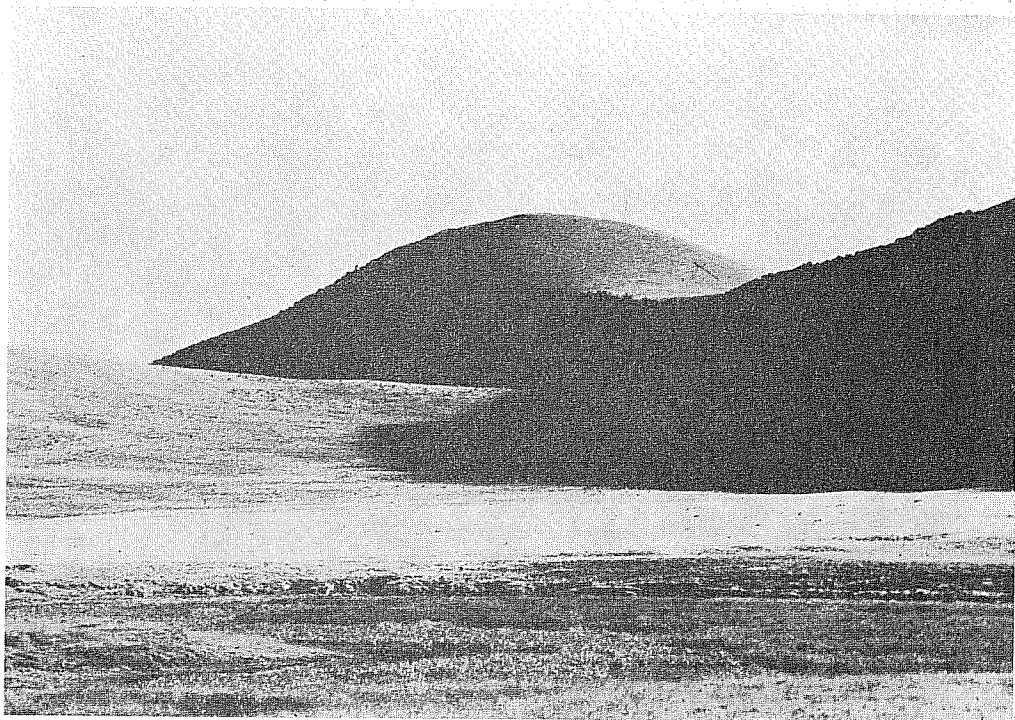


FIG. 21 - Dossi perfettamente arrotondati («Humi») sporgenti dal fondo del bacino chiuso dei «Pantani».

dei rilievi circostanti e quindi il bacino di Castelluccio può definirsi più esattamente come un «*Polja di sprofondamento*».

Infatti esso non è soltanto il prodotto di un lungo processo di corrosione carsica, in quanto inizialmente la difficoltà di smaltimento delle acque nel bacino ha portato al costituirsi di una sedimentazione

lacustre ⁽¹⁰⁾ e solo successivamente è avvenuto il modellamento da parte del carsismo che, pertanto, si è adattato a forme preesistenti.

Espressione di tale modellamento, oltre alle altre forme carsiche già descritte, sono i dossi arrotondati («Humi»), quali il Colle di Castelluccio e i Collacci, che sporgono dal fondo abbassato del polja (Fig. 21).

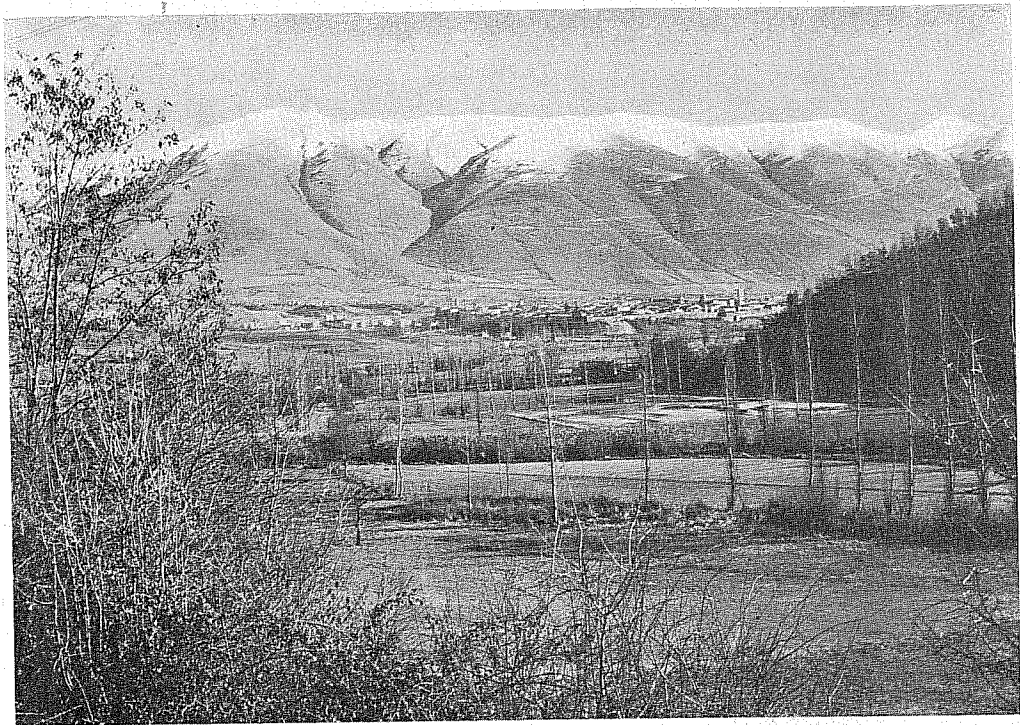


FIG. 22 - Le Marcite a valle di Norcia. Sullo sfondo i primi contrafforti dei Monti Sibillini (M. Vetica, m 1714).

(10) La serie stratigrafica dei depositi di riempimento del Piano Grande, nota in base alle trivellazioni eseguite dalla GEMINA (1963), comprende dal basso all'alto:

- a) argille grigio-nerastre di base con sottili lenti di argille sabbiose e conglomerati;
- b) argille sabbiose giallastre, intercalate a conglomerati;
- c) conglomerati incoerenti poligenici.

Il basamento calcareo, che si trova a circa 80 m di profondità, sarebbe inclinato verso NW.

Secondo quanto riferisce Secchi (1859) il Piano di Castelluccio, fino ad almeno il 1600, sarebbe stato occupato permanentemente da un lago.

Idrografia carsica del Piano di Santa Scolastica. Strettamente connessa con il carsismo dell'altopiano di Castelluccio è l'idrografia della conca di Norcia che presenta importanti fenomeni di idrologia sotterranea.

Il Piano di Santa Scolastica (a quota 650 e con una superficie di circa 20 Km²) si trova al limite sud-occidentale della catena dei M. Sibillini ed è separato dal soprastante bacino di Castelluccio dai rilievi di M. Patino, M. Vetica e M. Ventosola.

Strutturalmente la conca di Norcia è simile a quella del Piano Grande, essendo limitata a NE, a SW e a NW da linee di faglia.

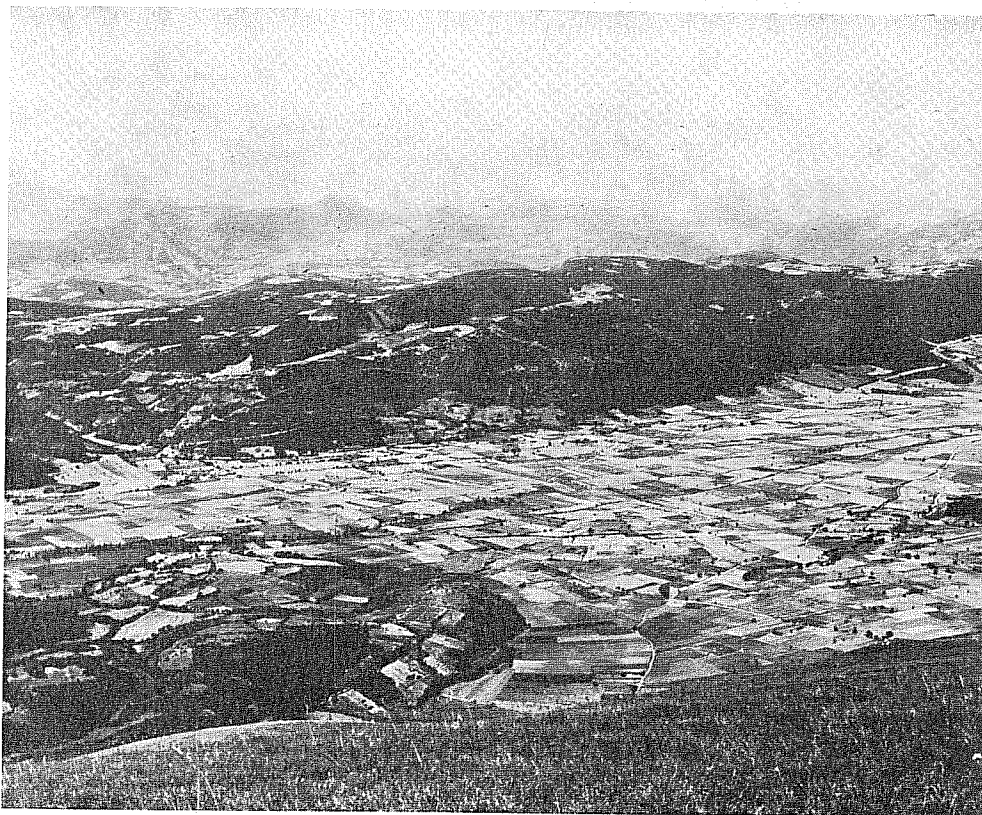


FIG. 23 - Il Piano di Santa Scolastica visto d

Al centro della pianura emerge dai depositi quaternari il Poggio Valacone che costituisce un frammento del *tetto* sprofondato, o non sollevato (Scarsella, 1959), relativo alla grande faglia estendentesi da Norcia fino al M. Fema (Fig. 23).

Tale struttura, nel Quaternario inferiore (Villafranchiano), determinò la formazione di uno specchio lacustre nel quale si depositarono, oltre a materiali argillosi e sabbiosi, i detriti convogliati dai torrenti che discendono dai fianchi delle montagne. Poi nel Quaternario medio le acque trovarono una via d'uscita a causa dell'incisione di una soglia posta ad ovest di Norcia, in corrispondenza dell'attuale valle del F. Sordo.



a; al centro il rilievo di Poggio Valacone.

Il fondo pianeggiante della conca di Norcia risulta pertanto costituito alla base da depositi argilloso-sabbioso-ciottolosi lacustri, mentre la copertura è data da materiali alluvionali, detriti e conoidi di deiezione di età più recente.

L'idrografia superficiale è data essenzialmente dal T. Pescia le cui acque, dopo un percorso variabile di 13-16 Km, giunte nei pressi di Santa Scolastica, si perdono nella copertura permeabile della pianura per riaffiorare, insieme a quelle sorgive della conoide di Valle di Patino, più a valle nei dintorni di Norcia a costituire le sorgenti del F. Sordo (Fig. 22).

L'idrografia carsica è in gran parte concentrata in un numeroso gruppo di sorgenti (Conce, Salicone, Coppaie, Copparo, S. Martino, Torbidone) poste al confine fra le grandi conoidi permeabili della catena Sibillina ed i terreni lacustri impermeabili della pianura.

L'origine carsica di tali acque è provata dalla temperatura costante (10-12°C), dalla portata molto variabile e dalla intermittenza di alcune di esse.

Tra queste ultime presenta un particolare interesse la sorgente del Torbidone (327 l/sec.) costituita da numerose polle che fuoriescono saltuariamente ⁽¹¹⁾ (in media in un decennio per quattro anni sono asciutte e per sei attive) ai piedi di Poggio Valaccone.

L'intermittenza di tale sorgente potrebbe essere facilmente spiegata dalla presenza, all'interno dei rilievi calcarei, di un grande serbatoio collegato all'esterno da un condotto a forma di sifone rovesciato oppure, più semplicemente, di uno *sfioratore di sovrappieno* delle sorgenti diaclasiche nascoste.

Una possibile relazione tra le acque assorbite dall'altopiano di Castelluccio e la sorgente del Torbidone è confortata dalle caratteristiche stratigrafiche e tettoniche del bacino (strati inclinati da SW a NE) e da calcoli idrologici (Principi, 1911; Lippi-Boncambi, 1947, 1948a, 1948b, 1949; Lippi-Boncambi, Giovagnotti, Lemmi, 1963), anche se le ripetute prove di colorazione delle acque con Uranina non hanno dato fino ad ora risultati sicuri.

(11) Sembra che prima del terremoto del 1859 l'intermittenza abbia avuto un periodo regolare di sette anni (Vinassa De Regny, 1906). Secondo Principi (1911), invece, periodi nettamente settennali non si sarebbero mai verificati ed il deflusso intermittente sarebbe in relazione con le variabili condizioni meteorologiche.

CONCLUSIONI

L'esame dell'evoluzione paleogeografica del territorio dei M. Sibillini ha messo chiaramente in evidenza gli stretti rapporti di dipendenza esistenti tra le fasi sedimentaria, orogenica e morfogenetica che hanno portato all'attuale configurazione della regione.

Rispetto al restante Appennino umbro-marchigiano del quale fa parte, la catena dei M. Sibillini presenta, infatti, delle particolari caratteristiche che l'hanno differenziata fin dal momento della sua costituzione.

Il grande sviluppo avuto dal «Calcere Massiccio» nella serie sedimentaria ha portato ad un assetto strutturale dominato più dalle fratture che dalle pieghe come, invece, si verifica più a nord (M. Catria).

A tale struttura tettonica si deve, infine, il notevole innalzamento dei nuclei liassici e la configurazione morfologica della regione legata in gran parte al fenomeno carsico frequentemente sovrapposto al modellamento glaciale e periglaciale.

Considerata la suggestiva bellezza del paesaggio ed il grande interesse dell'ambiente naturale dei M. Sibillini, rimasto per particolari motivi in gran parte intatto, è auspicabile che possa realizzarsi sollecitamente la proposta formulata da tempo per la costituzione di un «Parco Nazionale dei M. Sibillini».

Si ringraziano vivamente il Dr. Guido Lemmi per aver fornito la maggior parte della documentazione fotografica ed il Dr. Rolando Calandra ed i signori Enrico Pero e Moreno Cacioni per la collaborazione prestata nella realizzazione della carta geomorfologica.

RIASSUNTO

Premesse alcune considerazioni generali sull'orografia della regione, vengono messe in evidenza le principali caratteristiche sedimentologiche e tettoniche della catena dei M. Sibillini per giungere, infine, all'illustrazione delle interessanti forme glaciali, periglaciali e carsiche del territorio.

Strettamente collegata alla fase sedimentaria, che vede uno sviluppo particolare del Calcare Massiccio ed il costituirsi accanto a «serie complete» di altre «ridotte», la fase orogenica risulta caratterizzata prevalentemente da una struttura a faglie e in corrispondenza del M. Vettore da una grande piega-faglia con forte sovrascorrimento.

Al modellamento del rilievo hanno contribuito particolarmente i ghiacciai quaternari, dei quali rimangono importanti testimonianze nei numerosi circhi, valli a trogolo, e morene presenti nelle alte vallate dell'Aso, Tenna, Ambro e Nera.

Interessanti risultano, inoltre, alcune forme periglaciali, quali le «fosse criornivali» e i «suoli a gradini erbosi» e soprattutto quelle dovute al carsismo, al quale si devono, inoltre, importanti fenomeni di idrografia sotterranea nel Piano Grande di Castelluccio e in quello sottostante di Santa Scolastica.

SUMMARY

Emphasis is given to the principal sedimentological and tectonic characteristics of the M. Sibillini chain after considering the orography of the region. Some interesting glacial, periglacial and karst forms of the area in question are explained.

The sedimentary stage that involves a particular development of the «Calcare Massiccio» and the formation of reduced series beside the complete ones, is closely linked to the orogenic stage that is mostly characterized by a faulted structure and in relation with M. Vettore, by a large break-thrust with a strong overslip.

A particular contribution to the moulding of the relief has been given by Quaternary glaciers whose evidence is seen in several cirques, glacial troughs and moraines situated in the high valley of Aso, Tenna, Ambro and Nera.

Moreover very interesting are some periglacial forms, as the cryonival hollows, the steps on a slope and above all those owing to karst on which other important phenomena depend in relation to underground hydrography in the Piano Grande of Castelluccio and in the below one of Santa Scolastica.

BIBLIOGRAFIA

- ACCORDI B., 1973 - Tettonica e orogenesi: Appennino centrale. - *Geologia dell'Italia*. UTET, pp. 907-909.
- ACCORDI B., MORETTI A., 1967 - Note illustrative della Carta Geologica d'Italia: Foglio 131 «Foligno». *Serv. Geol. Italia*, 61 pp., Roma.
- AZZAROLI A., CITA M.B., 1963 - *Geologia stratigrafica*. - La Goliardica, Milano.
- BALDACCI F., ELTER P., GIANNINI E., GIGLIA G., LAZZAROTTO A., NARDI R., TONGIORGI M., 1967 - Nuove osservazioni sul problema della falda toscana e sulla interpretazione dei Flysch arenacei tipo «Macigno» dell'Appennino settentrionale. - *Mem. Soc. Geol. It.*, **VI**, pp. 213-244.
- BENEVO E., 1949 - Tentativo di sintesi tettonica dell'Italia peninsulare ed insulare. - *Boll. Soc. Geol. It.*, **LXVIII**, pp. 66-80.

- BOSELLINI A., 1973 - Modello geodinamico e paleotettonico delle Alpi meridionali durante il Giurassico-Cretaceo. Sue possibili applicazioni agli Appennini. - Atti «Moderne vedute sulla Geologia dell'Appennino». Accademia Nazionale dei Lincei, Quaderno N. 183, pp. 163-213. Roma.
- CAPELLO C. F., 1960 - Terminologia e sistematica dei fenomeni dovuti al gelo discontinuo. - «Pubbl. Fac. Magistero», N. 17, 320 pp. Torino.
- CENTAMORE F., CHIOCCHINI M., DEIANA G., MICARELLI A., PIERUCCINI U., 1971 - Contributo alla conoscenza del Giurassico dell'Appennino umbro-marchigiano. - Studi Geologici Camerti, **I**, pp. 7-90.
- COLACICCHI R., PASSERI L., PIALLI G., 1970 - Nuovi dati sul Giurese umbro-marchigiano ed ipotesi per un suo inquadramento regionale. - Mem. Soc. Geol. It., **IX**, pp. 839-874.
- COLACICCHI R., PIALLI G., 1973 - Significato paleogeografico di alcuni depositi ad alta energia nella parte sommitale del Calcarea Massiccio. - Boll. Soc. Geol. It., **92**, pp. 173-187.
- COLI M., 1976 - Lineazioni da foto aeree nell'intorno della linea Ancona-Anzio nella zona d'incontro dell'Umbria e dell'Abruzzo. - L'Universo, **LVI**, (3), pp. 542-548.
- CREMA C., 1924 - Depositi glaciali alle falde orientali del M. Vettore nel gruppo dei Sibillini. - Boll. Soc. Geol. It., **XLIII**, pp. XXXVI-XXXVIII.
- CRESCENTI U., CROSTELLA A., DONZELLI G., RAGGI G., 1969 - Stratigrafia della serie calcarea dal Lias al Miocene nella regione marchigiano-abruzzese. - Mem. Soc. Geol. It., **VIII**, pp. 343-420.
- DALLAN NARDI L., ELTER P., NARDI R., 1971 - Considerazioni sull'arco dell'Appennino settentrionale e sulla «Linea» Ancona-Anzio. - Boll. Soc. Geol. It., **90**, pp. 203-211.
- D'ARGENIO B., 1966 - Zone isopiche e faglie trascorrenti nell'Appennino centro-meridionale. - Mem. Soc. Geol. It., **5**, pp. 279-299.
- D'ARGENIO B., 1970 - Evoluzione geotettonica comparata tra alcune piattaforme carbonatiche dei Mediterraneo Europeo ed Americano. - «Atti Acc. Pontaniana», **XX**, 34 pp.
- DEIANA G., PIERUCCINI U., 1971 - Primi dati sul Giurassico dei M. Sibillini. - Studi Geologici Camerti, **I**, pp. 91-95.
- DEMANGEOT J., 1941 - Contribution à l'étude de quelques formes de nivation - Rev. Géogr. Alpine, Grenoble, pp. 337-352.
- DEMANGEOT J., 1951 - Observations sur les «sols en gradins» de l'Apennin central. - Rev. Géomorph. Dynam., pp. 110-119.
- ELTER P., 1973 - Lineamenti tettonici ed evolutivi dell'Appennino settentrionale. - Atti Conv. «Moderne vedute sulla geologia dell'Appennino». Acc. Naz. Lincei, Quaderno N. 183, pp. 97-109.
- ELTER P., 1973 - Tettonica e orogenesi: Appennino settentrionale. - Geologia dell'Italia. UTET, pp. 905-907.
- FALZETTI D., 1963 - Antoine de La Sale: Il paradiso della Regina Sibilla. - Editrice Millefiorini, Norcia, 236 pp.
- FANCELLI R., GHELARDONI R., PAVAN G., 1966 - Considerazioni sull'assetto tettonico dell'Appennino calcareo centro-meridionale. - Mem. Soc. Geol. It., **5**, pp. 67-90.
- FARINACCI A., 1967 - La serie Giurassico-Neocomiana di M. Lacerone. Nuove vedute sull'interpretazione paleogeografica delle aree di facies umbro-marchigiana. - Geologica Romana, **VI**, pp. 421-480.
- FARINACCI A., 1970 - Età, batimetria, temperatura, sedimentazione e subsidenza nelle serie carbonatiche dell'intrageoanticlinale mesozoica umbro-marchigiana. - Boll. Soc. Geol. It., **89**, pp. 317-332.
- GEMINA, 1963 - Ligniti e torbe dell'Italia continentale. - Roma, 319 pp.
- GENTILESCHI M. L., 1967 - Forme crionivali sul Gran Sasso d'Italia. - Boll. Soc. Geogr. It., **VIII**, (1-3), pp. 34-61.
- GHELARDONI R., 1962 - Stratigrafia e tettonica del Trias di M. Malbe presso Perugia. - Boll. Soc. Geol. It., **LXXXI**, pp. 247-256.
- GIANNINI E., TONGIORGI M., 1962 - Les phases tectoniques néogènes de l'orogénèse alpine dans l'Apennin septentrional. - Bull. Soc. Géol. France, **IV**, (5), pp. 682-690.

- GORTANI M., 1956 - Recenti progressi nella conoscenza strutturale dell'Italia. - Geotektonisches Symposium zu Ehren von Hans Stille, Stuttgart, pp. 143-175.
- HASERODT K., 1965 - Untersuchungen zur Höhen und Altersgliederung der Karstformen in den Nordlichen Kalkalpen. - «Münchener Geogr. Hefte», H, 27, Monaco, 114 pp.
- HASSERT K., 1900 - Tracce glaciali negli Abruzzi. - Boll. Soc. Geogr. It., I, (7), pp. 620-628.
- KLEBELSBERG R., 1933 - Die eiszeitliche Vergletscherung der Apenninen. 3. Monti Sibillini. - Zeitschr. Für Gletscherkunde, 21, pp. 121-136.
- JAJA G., 1905 - Escursione nei Sibillini (Appennino centrale). - Boll. Soc. Geogr. It., V, (6), pp. 444-464.
- LIPPI-BONCAMBI C., 1947 - Idrologia sotterranea dell'Altipiano di Castelluccio. - Ann. Fac. Agr. Perugia, IV, pp. 104-118.
- LIPPI-BONCAMBI C., 1947 - Il fenomeno carsico nei Sibillini centro-meridionali. La Ric. Scient. e Ricostruzione, Anno 17°, (2-3), pp. 217-222.
- LIPPI-BONCAMBI C., 1948 - Il fenomeno carsico nei Sibillini centro-settentrionali. - La Ricerca Scientifica, Anno 18°, (7), pp. 816-820.
- LIPPI-BONCAMBI C., 1948 - I monti Sibillini. - C.N.R., Centro di Studio per la Geografia Fisica, X, Ricerche sulla morfologia e idrografia carsica, Bologna, 77 pp.
- LIPPI-BONCAMBI C., 1949 - L'idrografia carsica del Piano di Santa Scolastica (Norcia). - Boll. Soc. Geogr. It., II, pp. 27-34.
- LIPPI-BONCAMBI C., GIOVAGNOTTI C., LEMMI G., 1963 - Indagini idrologiche sull'Altipiano di Castelluccio di Norcia. - Atti IX Congr. Naz. Speleologia, Trieste, pp. 143-147.
- LOSACCO U., 1973 - Tracce glaciali negli Appennini. - Geologia dell'Italia. UTET, pp. 734-737.
- LOTTI B., 1910 - Il bacino sorgentifero del F. Nera. - Boll. Com. Geol. It., 1, pp. 5-28.
- LOTTI B., 1926 - Descrizione geologica dell'Umbria. - Memorie descrittive della Carta Geologica d'Italia, XXI, Roma, 320 pp.
- MANFREDINI M., 1963 - Schema dell'evoluzione tettonica della penisola italiana. - Boll. Serv. Geol. It., LXXXIV, pp. 101-130.
- MANFREDINI M., 1965 - Sui rapporti tra facies Abruzzese e facies Umbra nell'Appennino centro-meridionale. - Boll. Serv. Geol. It., LXXXVI, pp. 87-112.
- MANFREDINI M., MANGANELLI V., 1969 - Alcune considerazioni sulla tettonica dell'area di facies umbra (Appennino centrale). - Mem. Soc. Geol. It., VIII, pp. 1015-1026.
- MARCHESONI V., MORETTI G., 1954 - Appunti idrobiologici sul Lago di Pilato nei Monti Sibillini. - Boll. Soc. Eustachiana Univ. Camerino, XLVII, (3), pp. 131-144.
- MARTINIS B., PIERI M., 1964 - Alcune notizie sulla formazione evaporitica del Triassico superiore nell'Italia centrale e meridionale. - Mem. Soc. Geol. It., IV, pp. 649-678.
- MONGINI G. M., 1970 - La morfologia del gruppo orografico del Vettore (Monti Sibillini). - Pubblicazioni dell'Istituto di Geografia Univ. Roma, N. 10, 43 pp.
- NANGERONI G., 1952 - Conche pseudocarsiche e pseudoglaciali. - «Natura», XLIII, Milano, pp. 45-49.
- NANGERONI G., 1952 - I fenomeni di morfologia periglaciale in Italia. - Riv. Geogr. It., LIX, (1), pp. 1-15.
- PARTSCH J., 1889 - Die Hauptkette des Zentralapennins. Z. Gesell. f. Erdkde. Berlin, pp. 433-435.
- PASSERI L., 1971 - Stratigrafia e sedimentologia dei Calcari Giurassici del M. Cucco (Appennino umbro). - Geologica Romana, X, pp. 93-130.
- PASSERI L., PIALLI G., 1972 - Facies lagunari nel Calcare Massiccio dell'Umbria occidentale. - Boll. Soc. Geol. It., 91, pp. 345-364.
- PASSERI L., 1975 - L'ambiente deposizionale della formazione evaporitica nel quadro della paleogeografia del Norico tosco-umbro-marchigiano. - Boll. Soc. Geol. It., 94, pp. 231-268.

- PIALLI G., 1970 - Geologia delle formazioni giuresi dei monti ad est di Foligno (Appennino umbro). - *Geologica Romana*, **IX**, pp. 1-30.
- PIALLI G., 1971 - Facies di piana cotidale nel Calcare Massiccio dell'Appennino umbro-marchigiano. - *Boll. Soc. Geol. It.*, **90**, pp. 481-507.
- PIERI M., 1967/68 - Lezioni di geologia generale: IV l'Appennino centro-meridionale. - S.T.E.M. Mucchi, Modena, 186 pp.
- PIERI M., 1973 - Tettonica e orogenesi: Alpi e Appennini. - *Geologia dell'Italia*. UTET, pp. 868-876.
- PIETRACAPRINA A., 1963 - I fenomeni crionivali nei monti a ovest dell'Ortles-Cevedale (Alpi Retiche). - «*Studi Sassaresi*», **XI**, (1), pp. 223-252.
- PRINCIPI P., 1911 - Idrologia sotterranea della pianura di Norcia. - *Boll. Soc. Geol. It.*, **XXX**, pp. 849-862.
- PULLE' G., 1939 - I Monti Sibillini. - *L'Universo*, **XX**, (2), pp. 87-107.
- SACCO F., 1907 - Gli Abruzzi. - *Boll. Soc. Geol. It.*, **XXVI**, pp. 377-460.
- SACCO F., 1941 - Il glacialismo nell'Appennino. - *L'Universo*, **XXII**, (9), pp. 569-602.
- SANTARELLI G., 1974 - Le leggende dei M. Sibillini. - Montefortino (AP), 94 pp.
- SCARSELLA F., 1931 - Sulla geologia della valle d'Ussita (Sibillini settentrionali). - *Boll. Soc. Geol. It.*, **L**, pp. 143-170.
- SCARSELLA F., 1941 - Carta Geologica d'Italia al 100.000 - Foglio di Norcia. - *R. Uff. Geol. It.*
- SCARSELLA F., 1945 - Nuove tracce di antichi ghiacciai nei monti Sibillini e nei monti della Laga. - *Boll. Soc. Geol. It.*, **LXIV**, pp. 99-102.
- SCARSELLA F., 1946 - Di un motivo tettonico dell'Appennino centrale umbro-marchigiano. - *Boll. Soc. Geol. It.*, **LXV**, pp. 21-23.
- SCARSELLA F., 1947/48/49 - Sulla zona d'incontro dell'Umbria e dell'Abruzzo. - *Boll. Serv. Geol. It.*, **LXXI**, pp. 155-165.
- SCARSELLA F., 1950 - Sui rapporti stratigrafici del «Calcere Massiccio» con i soprastanti piani stratificati della serie Giura-Liassica nell'Appennino umbro-marchigiano. - *Boll. Soc. Geol. It.*, **LXIX**, pp. 96-98.
- SCARSELLA F., 1951 - Un aggruppamento di pieghe dell'Appennino umbro-marchigiano. - *Boll. Serv. Geol. It.*, **LXXXIII**, (1), pp. 309-320.
- SCARSELLA F., 1959 - Guida delle escursioni alla 60ª Riunione Estiva della Società Geologica Italiana. - *Soc. Geol. It.*, Roma, pp. 17-31.
- SECCHI A., 1860 - Escursione scientifica fatta a Norcia in occasione del terremoto del 22 Agosto 1859. - *Atti Acc. Pont. Nuovi Lincei*, **13**, Roma.
- SEGRE A., 1947 - Suoli a strutture da nivazione nell'Appennino centrale. - *L'Universo*, Anno 27° (6), pp. 805-814.
- SELLI R., 1949 - I caratteri geologici della regione marchigiana. - *Giornale di Geologia*, **XXI**, pp. 99-125.
- SELLI R., 1952 - Il bacino del Metauro. - *Giornale di Geologia (Ann. Museo Geol. Bologna)*, **24**, pp. 1-268.
- SUTER K., 1934 - Les glaciers quaternaires de l'Apennin central. - *Revue de Géographie alpine*, **XXII**, Grenoble, pp. 471-483.
- SUTER K., 1939 - Die eiszeitliche Vergletscherung des Zentralapennins. - *Vierteljahrsschrift der Naturforschenden Gesellschaft in Zürich*, **LXXXIV**, pp. 1-140.
- SUTER K., 1940 - La glaciation quaternaire de l'Apennin central. - *Revue de Géographie alpine*, **XXVIII**, pp. 491-510.
- TREVISAN L., 1963 - La paléogéographie du Trias de l'Apennin septentrional et central et ses rapports avec la tectogénèse. - *Livre à la Mém. du Prof. P. Fallot*, **2**, Soc. Geol. France, Paris.
- TREVISAN L., GIGLIA G., 1970 - *Geologia Generale*. - Vallerini, Pisa, pp. 235-302.
- TREVISAN L., TONGIORGI E., 1976 - *La Terra*. - UTET, pp. 210-278.
- VINASSA DE REGNY P., 1905 - Fenomeni glaciali al Piano di Castelluccio. - *Boll. Soc. Geol. It.*, **XXIV**, pp. LXXXII-LXXXIII.
- VINASSA DE REGNY P., 1906 - Appunti di geologia umbra: il glaciale dei dintorni di Castelluccio (Norcia). - *Boll. Soc. Geol. It.*, **XXV**, (3), pp. XCI-XCII.
- VITTORI A., 1938 - Montemonaco nel regno della Sibilla Appennina. - *Libreria Editrice Fiorentina*, Firenze, 197 pp.