

AIQUA

ASSOCIAZIONE ITALIANA PER LO STUDIO DEL QUATERNARIO

RELAZIONE SUL CONVEGNO AUTUNNALE 1982 (*)

Dal 12 al 14 Ottobre 1982 si è tenuto a Como il convegno autunnale dell'AIQUA sul tema « *Il Pleistocene superiore in Italia* ».

Il primo giorno, presso il Museo Archeologico Giovio, dopo alcune parole di benvenuto rivolte dal direttore del museo dott. Lanfredo CASTELLETTI, sono state presentate e dibattute sei relazioni di carattere generale e quattro comunicazioni scientifiche. Nell'intervallo l'Amministrazione Comunale di Como ha offerto, nei locali stessi del museo, un graditissimo pranzo; ad esso è seguita una visita agli scavi archeologici in corso presso le mura della città antica. Nel tardo pomeriggio si è inoltre tenuta l'Assemblea generale dei soci AIQUA.

Il secondo giorno è stato dedicato ad una escursione sui depositi würmiani del Comasco, guidata da BINI A. e OROMBELLI G. In particolare è stata visitata l'area del Piano del Tivano, ove sono bene conservate numerose morene terminali, che hanno sbarrato vallette laterali originando episodi lacustri. La giornata si è conclusa con una breve visita ai depositi glacio-lacustri di Pontida. L'ultimo giorno è stato dedicato ad una escursione nel Veronese. È stato visitato il deposito di rilevante interesse stratigrafico e archeologico del Riparo Tagliente, illustrato da LEONARDI P., CREMASCHI M., PERETTO C. & GUERRESCHI A. Quindi da parte di SAURO U. sono stati illustrati gli aspetti geomorfologici ed archeologici del vicino Ponte di Veia. La giornata si è conclusa con la visita ad una cava nei « grèzes litées » di Sant'Anna d'Alfaedo, guidata da CASTIGLIONI G. B. & SAURO U.

Al convegno e alle escursioni hanno partecipato una quarantina di soci. Si ringraziano il Sindaco di Como, avv. Antonio SPALLINO, e il direttore del Museo Giovio, dott. Lanfredo CASTELLETTI, per la generosa ospitalità accordata e tutti quanti hanno collaborato per la buona riuscita del convegno.

G. OROMBELLI

I DEPOSITI WÜRMIANI DEL COMASCO

Nel territorio del Comasco particolarmente diffusi sono i depositi würmiani connessi con l'attività del ghiacciaio del bacino dell'Adda che, durante le fasi di massima espansione, dava luogo a quattro ghiacciai pedemontani, da Est ad Ovest indicati come Ghiacciaio di Lecco, della Brianza, di Como, di Olgiate Comasco.

I depositi glaciali würmiani in quest'area possono venire distinti da quelli delle precedenti glaciazioni sulla

base dei seguenti criteri: 1) sono privi di copertura loessica; 2) presentano profili di alterazione dello spessore massimo di due metri; 3) generalmente non sono cementati; 4) i grossi massi erratici di rocce cristalline non sono alterati e spesso sporgono alla superficie; 5) danno luogo a morene di forma ben conservata, spesso con cresta aguzza e fianchi ripidi, particolarmente quello di contatto glaciale; 6) costituiscono successioni di morene sostanzialmente concentriche, che non si intersecano l'un l'altra.

La morfologia degli apparati morenici abduani è complicata dalle frequenti emersioni del substrato pre-Quaternario e dalle numerose diffluenze. Si contano fino a 20 cerchie moreniche concentriche, considerando solamente quelle di dimensioni cartografabili. Nell'ambito del complesso di morene würmiane non sono ancora stati trovati criteri generalmente validi per distinguere differenti stadi, anche se volta a volta si possono trovare criteri locali per differenziare e raggruppare tra loro le morene, basandosi sull'alterazione, la presenza di terrazzi fluvioglaciali, la loro morfologia, ecc.

Benché in tutto il territorio siano state sino ad ora ottenute solo due date ^{14}C relative a morene (Rovagnate: maggiore $10\,620 \pm 60$; Pontida: $17\,700 \pm 360$), si può ragionevolmente ritenere che la maggior parte di esse sia stata deposta tra 18 000 e 14 000 anni fa. Per questa seconda data ci si basa su dati ottenuti negli anfiteatri di Ivrea, del Ceresio-Verbano e del Garda, che risultano essere stati deglaciati tra 14 000 e 13 000 anni fa. Possibili depositi glaciali würmiani più antichi di 18 000 anni (a giudicare dai caratteri dell'alterazione e dalla conservazione delle forme) sono localmente presenti nelle porzioni più esterne degli anfiteatri würmiani.

Depositi glaciolacustri würmiani sono relativamente frequenti nel Comasco. Si tratta di depositi deltizi di contatto glaciale e di depositi lacustri proglaciali, talora varvati. Questi sono costituiti in prevalenza da silt argillosi laminati con frequenti ciottoli « *ice rafted* ». Benché generalmente sterili, localmente contengono minuti resti organici vegetali e tracce di Pesci (Fornacetta, Pontida). Sono inoltre presenti sedimenti lacustri e palustri biogeni, limitatamente al Tardowürmiano. I depositi fluvioglaciali costituiscono una serie di terrazzi (fino a 5 principali), differenziandosi per granulometria e grado di alterazione.

Su tutte le superfici pre-würmiane non eccessivamente inclinate appoggiano sedimenti loessici würmiani. Sui terrazzi pre-würmiani lo spessore è in generale di circa un metro. Presso Copreno è presente una sezione in cui, sopra ad un paleosuolo attribuito all'ultimo inter-

(*) Pubblicata con un contributo del Consiglio Nazionale delle Ricerche e del centro di Studio per la Stratigrafia e la Petrografia delle Alpi Centrali, C.N.R., Milano.

GLI ANFITEATRI MORENICI
DEI GHIACCIAI PEDEMONTANI
DEL SISTEMA DELL'ADDA

G. Orombelli, 1982

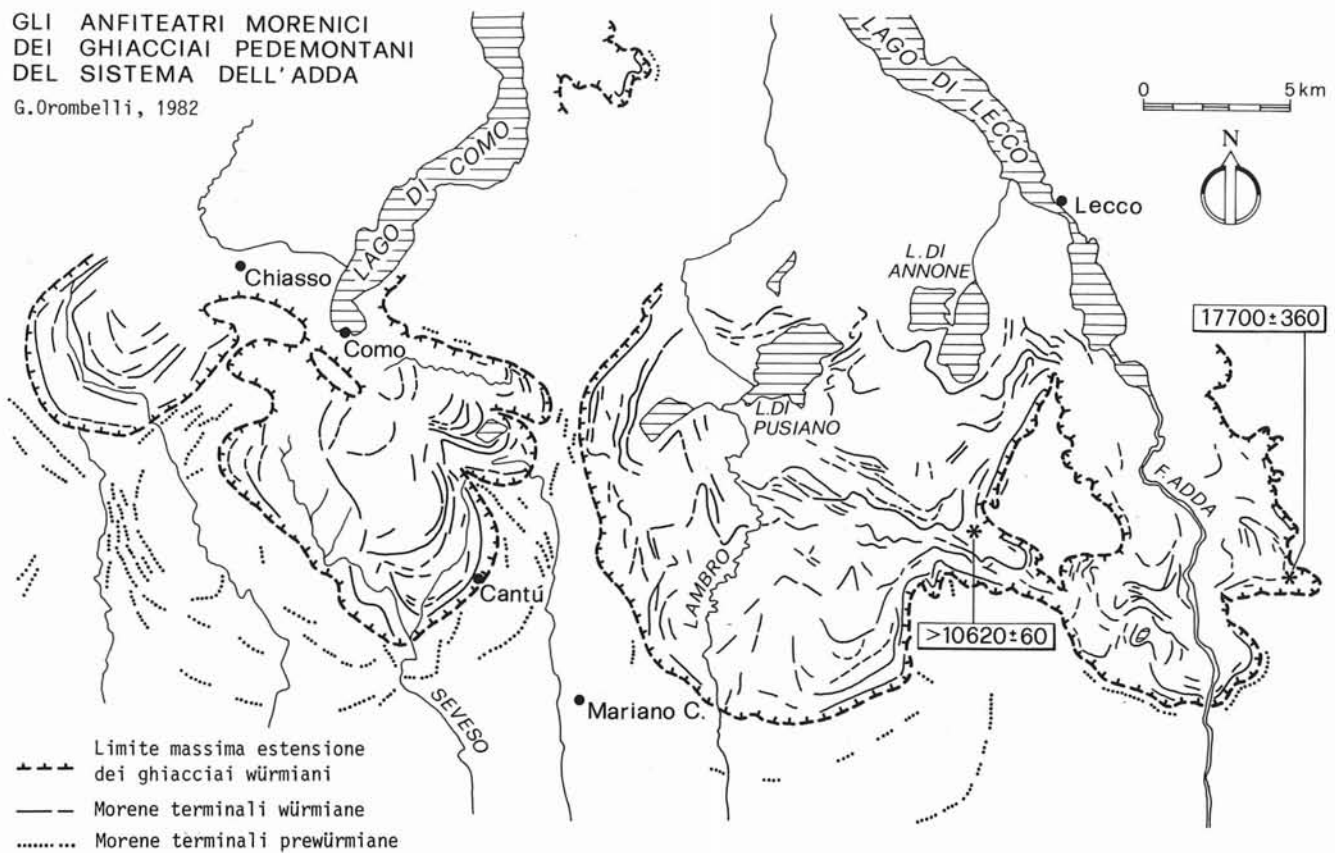


FIG. 1 - I depositi würmiani del Comasco.

glaciale, sono presenti sedimenti in gran parte eolici dello spessore di 4 m. Si tratta di sabbie fini e di silt, massivi, costituenti almeno 3 complessi sovrapposti, separati da zone di ossidazione. Sono forse presenti deformazioni da gelo. Presso Merate il loess würmiano contiene un'industria del Paleolitico superiore e carboni di Pino e Betulla (in corso di studio da parte di CASTELLETTI L. & CREMASCHI M.). La distribuzione dei depositi loessici indica una dispersione delle polveri da Est verso Ovest, compatibile con una situazione di alta pressione sulle Alpi e circolazione oraria.

G. OROMBELLI

I DEPOSITI GLACIALI DELLA VALLE DEL NOSÈ
(PIANO DEL TIVANO)

Si riconoscono tre complessi di sedimenti denominati informalmente e con valore strettamente locale: Complesso della Colma, Complesso della Chiesa Nuova, Complesso del Piano del Tivano.

A) *Complesso della Colma*: è il più elevato. Privo di espressione morfologica propria, è rappresentato da lembi completamente isolati o da erratici sparsi. I depositi sono interamente alterati in tutto lo spessore visibile. Si distinguono tre facies: *depositi glaciali*, costituiti da esotici in matrice fine, privi di carbonati; *depositi lacustri*, rappresentati da livelli siltosi, sabbiosi e argil-

losi laminati, con clasti granitoidi alterati; *depositi fluvio-glaciali*, parzialmente sovrapposti ai precedenti e costituiti da ghiaie in scarsa matrice, grossolanamente stratificate. Questo complesso si può attribuire ad una o più glaciazioni antiche (Pleistocene inferiore e medio?).

B) *Complesso della Chiesa Nuova*: posto a quota intermedia, è rappresentato da pochi lembi con morfologia di morena terminale conservata e da erratici isolati. I depositi sono intensamente alterati, con un fronte di decarbonatazione irregolare a 3÷5 m, al di sotto del quale sono presenti dei conglomerati. Alla sommità si osserva un paleosuolo troncato. I grossi erratici sono



FIG. 1 - Sezione ideale dalla vetta del S. Primo al Lago di Como, indicante i rapporti tra i 3 complessi di depositi glaciali individuati.

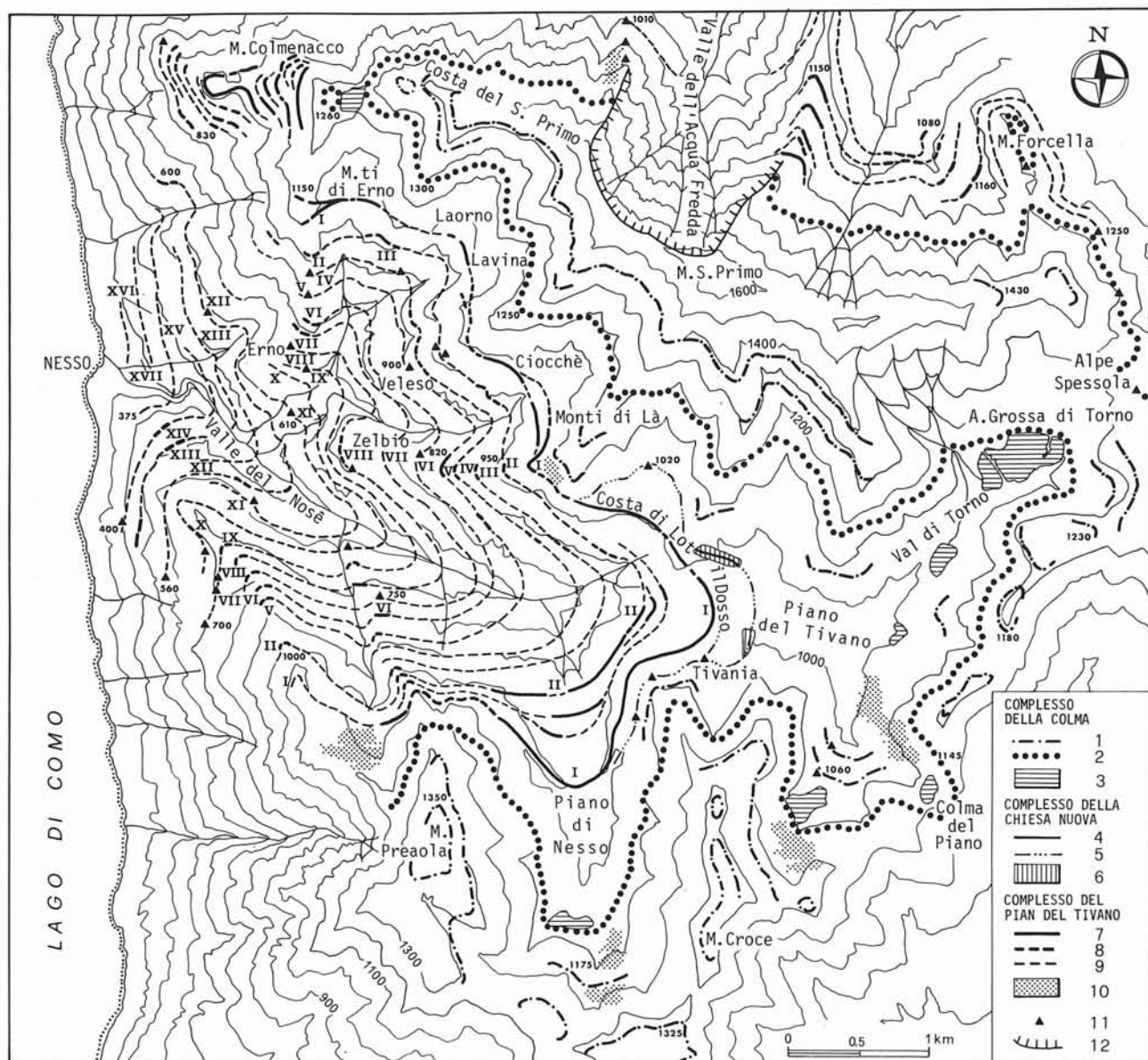


Fig. 2 - Distribuzione dei depositi glaciali nella Valle del Nossè. *Complesso della Colma*: 1) limiti di espansioni glaciali ipotetiche, desunte da evidenze geomorfologiche; 2) limite massimo dei depositi glaciali e degli erratici; 3) depositi glaciali, glacio-lacustri e fluvio-glaciali indistinti. *Complesso della Chiesa Nuova*: 4) morena terminale; 5) allineamento di erratici e limite dei depositi glaciali; 6) depositi glaciali. *Complesso del Piano del Tivano*: 7) morene terminali; 8) allineamento di erratici; 9) presunto limite raggiunto nelle diverse fasi glaciali (numeri romani); 10) loess. *Segni convenzionali*: 11) erratico importante; 12) presunto orlo di circo glaciale.

alterati in superficie. Ai depositi del Complesso della Chiesa Nuova si appoggiano in discordanza i depositi del Complesso del Piano del Tivano. Il Complesso della Chiesa Nuova può essere attribuito alla penultima glaciazione o più in generale al Pleistocene medio.

C) *Complesso del Piano del Tivano*: è il più basso ed affiora sino a livello del lago. Si distinguono varie facies:

— *Depositi glaciali*: ghiaie con esotici e clasti di Calcarea di Moltrasio (Lias inf.) debolmente alterati in matrice fine. Il fronte di decarbonatazione si trova a 1÷2 m. Si distinguono depositi glaciali di ablazione for-

manti morene terminali ben conservate ed allineamenti di erratici e depositi glaciali di fondo, all'interno delle morene terminali. Si riconoscono 17 fasi scendendo dalla morena più elevata al lago, con evidenza diversa da luogo a luogo.

— *Depositi di contatto glaciale*: ghiaie, sabbia e silt stratificati e classati, formanti terrazzi di *kame* o inglobati in morene terminali. Talora sono eteropici con depositi detritici di versante e poggiano su questi o su substrato.

— *Depositi fluvio-glaciali*: ghiaia con grossolana stratificazione. Poggiano su depositi glaciali o lacustri e sono

coperti da suolo postglaciale. Talora si osservano interposti a due glaciali di fondo. Quando non sono stati erosi formano piani inclinati intercalati alle morene terminali.

— *Depositi lacustri proglaciali*: limi calcarei grigi, laminati. Poggiano su depositi detritici di versante, su substrato o su depositi precedenti, ed a tetto presentano un suolo postglaciale oppure sono in parte coperti da depositi glaciali, depositi detritici di versante, colluvium e loess. Sono eteropici ai depositi detritici di versante e ai depositi glaciali. Formano il fondo pianeggiante dei piani del Tivano, di Nesso ecc. L'assenza di torba sommitale indicherebbe fine della sedimentazione prima dell'Olocene.

— *Depositi detritici di versante*: in prevalenza clasti di Calcere di Moltrasio a spigoli vivi con dimensioni fino a decimetriche, appiattiti, isorientati, in scarsa matrice silteosa sabbiosa, interpretati come depositi di ambiente periglaciale. Formano con i detritici allo sbocco delle valli o accumuli ai piedi dei versanti. Poggiano su substrato alterato, su colluvium, su depositi del Complesso della Colma e del Complesso della Chiesa Nuova ed hanno a tetto un suolo postglaciale, loess o depositi glaciali. Sono eteropici con i depositi lacustri. In alcuni luoghi sono presenti « grèzes litées ».

— *Depositi eolici*: depositi loessici silteosi, spessi sino a mezzo metro e coperti da suolo postglaciale. Si trovano a quote maggiori della morena più elevata di questo complesso.

I depositi del Complesso del Piano del Tivano si presentano in successione continua sino al lago, sono scarsamente alterati, non sono coperti da loess o da depositi successivi, tranne dai depositi postglaciali dei terrazzi di fondovalle. Questo complesso si può attribuire all'ultima glaciazione (Würm) dalla fase di massima espansione alle successive fasi di ritiro e di momentanea nuova espansione.

A. BINI

IL RIPARO TAGLIENTE

Il Riparo Tagliente si apre in prossimità del piatto fondovalle della Valpantena, alla quota di circa 200 m, poco a SE del paese di Stallavena nei Monti Lessini Veronesi. Il riparo, che si apre alla base di una parete nei calcari giurassici, si è formato per la sottoescavazione di un tratto del versante sinistro da parte del Torrente Valpantena. In seguito il riparo è stato interessato da fenomeni di riempimento che documentano ampi intervalli dell'ultima glaciazione. Si è così costituita una serie stratigrafica di grotta fra le più complete e significative di quelle conosciute nella Valle Padana. Gli scavi archeologici eseguiti nell'arco dell'ultimo ventennio sono stati curati dal Museo di Storia Naturale di Verona e dall'Istituto di Geologia dell'Università di Ferrara (1).

(1) BARTOLOMEI G., BROGLIO A., CATTANI L., CREMASCHI M., GUERRESCHI A., MANTOVANI E., PERETTO C. & SALA B. (1982), *I depositi würmiani del Riparo Tagliente*. Ann. Università Ferrara, n. s., sez. 15/3, n. 4, 62-105 (cum lit.).

I livelli inferiori della serie costituiti da sedimenti di suolo del tipo « terra rossa » testimoniano il deterioramento climatico che caratterizzò l'inizio del Würm e che innescò fenomeni di « soliflusso » ed erosione sui versanti. Verso l'alto i livelli si arricchiscono di minuti frammenti angolosi di roccia provenienti dalle pareti e dal soffitto, distaccati dalle azioni del gelo discontinuo, in condizioni di clima freddo ed umido. Questo ciclo si conclude con il crollo di alcuni grossi blocchi. Segue un complesso di livelli in cui la frazione fine prevale nettamente rispetto ai frammenti rocciosi; tale frazione, costituita da limi eolici del tipo loess, documenta l'estensione di ambienti di tipo steppico in seguito ad un inaridimento del clima. Segue un episodio di erosione da parte del torrente che entra di nuovo nel riparo. Sulla superficie di erosione si verifica quindi la deposizione di altri limi del tipo loess in situazioni ambientali che si vanno rapidamente modificando in senso temperato e che corrispondono ai vari momenti del Tardiglaciale.

Le associazioni delle faune ed i pollini presenti nei diversi livelli confermano ed arricchiscono i quadri paleoambientali.

La frequentazione antropica è documentata da industrie litiche, da strumenti in osso, da conchiglie marine forate, da sostanze coloranti e da manifestazioni artistiche su ciottoli e su osso. Sono inoltre presenti strutture di bonifica ed una sepoltura epigravettiana. Le industrie litiche più antiche, riferibili alla prima parte del Würm, rientrano nel complesso musteriano di tecnica a distacco levallois. Seguono industrie del Paleolitico superiore arcaico caratterizzate da lamelle a dorso marginale e superiormente, dopo la lacuna stratigrafica, industrie del Paleolitico superiore finale (Epigravettiano). Particolarmente interessante è il quadro sui rapporti uomo-ambiente che emerge dall'analisi integrata dei diversi dati emersi dallo scavo.

U. SAURO

IL PONTE DI VEJA

Il Ponte di Veja è uno dei più noti e spettacolari ponti naturali d'Italia (2). Si apre sul versante destro del Vajo della Marchiora nel bacino idrografico della Valpantena, alla quota di circa 600 metri, nei Lessini Veronesi. Il ponte consiste nell'architrate di ingresso di un ampio cavernone di cui è crollata gran parte della volta. A monte del ponte si apre infatti una vasta « finestra di crollo » da cui si può accedere a varie caverne. Due grosse sorgenti alimentano un torrentello perenne che a valle del ponte origina una cascata.

La più conosciuta delle grotte del sistema di Veja è la Grotta A che è stata oggetto di varie campagne di scavi. Le due campagne più recenti hanno riguardato superfici assai modeste dei depositi in prossimità dell'imboccatura ed a circa 40 metri dall'ingresso (3). La Sedi-

(2) PERNA G. & SAURO U. (1976), *Ponti naturali*. Economia Trentina, 4, 29-36.

(3) BARTOLOMEI G. & BROGLIO A. (1975), *Risultati preliminari delle nuove ricerche nei depositi quaternari della Grotta A di Veja*. Boll. Mus. Civ. St. Nat. Verona, 11, 217-238 (cum lit.).

mentologia, le faune e le industrie mettono in evidenza una successione di ambienti riferibili all'ultima glaciazione e a parte dell'Olocene, paragonabili per vari aspetti a quelle del Riparo Tagliente. Interessante è l'associazione di micromammiferi degli strati inferiori, riferibile al Würm antico, che indica per l'altopiano calcareo sovrastante un ambiente di tipo steppico, posto immediatamente al di sopra del limite altimetrico del bosco. Nel settore atriale della grotta in sedimenti di suoli argillosi si riconoscono strutture di soliflusso periglaciale.

U. SAURO

GRÈZES LITÉES DI SANT'ANNA D'ALFAEDO

Sulle dorsali dei Lessini occidentali si trovano ampie estensioni di depositi periglaciali del tipo « falda detritica stratificata ». Alcune sezioni tipiche sono visibili in

una cava abbandonata in prossimità del Cimitero di Sant'Anna d'Alfaedo (4). Nel deposito si alternano straterelli costituiti quasi esclusivamente da scagliette minute con dimensioni intorno a 0,5-1 cm, detti « strati magri », con « strati grassi », ove le scagliette sono annegate in una matrice limosa ed argillosa. Queste falde detritiche sono il risultato della microgelivazione della Scaglia Rossa (calcare marnoso particolarmente gelivo) e della deposizione delle scagliette in sottili strati da parte del ruscellamento nivale. I depositi possono essere perciò riferiti a fasi climatiche fredde, probabilmente corrispondenti con i periodi di acme glaciale del Pleistocene superiore.

U. SAURO

(4) 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 (cum lit.).

Relazioni sul tema "Il Pleistocene superiore in Italia"

INTRODUZIONE: IL PLEISTOCENE SUPERIORE

Vi è sostanziale accordo, attualmente, nel definire il Pleistocene superiore come l'unità geocronologica (sottoepoca) includente l'ultimo completo ciclo interglaciale/glaciale (1).

L'ultimo interglaciale (escludendo quello attuale, l'Olocene) è noto in Europa con il nome di Eem, ed Eemiano è detto il piano corrispondente. L'Eemiano è correlato con la suddivisione 5e della Stratigrafia isotopica dei sedimenti oceanici (2). Il suo limite inferiore (e pertanto il limite inferiore del Pleistocene superiore) è posto a circa 127 000 anni fa (3). Il limite superiore del Pleistocene superiore coincide con il limite Pleistocene-Olocene ed è convenzionalmente fissato a 10 000 anni ¹⁴C b.p., limite tra le Cronozone Dryas recente e Preboreale (4), e corrisponde con buona approssimazione alla fine dell'ultima pulsazione fredda ed avanzata glaciale dell'ultima glaciazione. Il limite tra l'interglaciale Eem e l'ultima glaciazione (Weichsel o Vistola, in Europa) è ancora dibattuto. Secondo alcuni autori è da porsi a circa 70 000 anni fa, mentre altri lo pongono a 115-120 000 anni fa e questa seconda data sembra essere attualmente preferita (3).

La Stratigrafia isotopica del Pleistocene superiore mostra due intervalli « caldi » o di minore estensione dei ghiacciai e due intervalli « freddi » o di maggiore espansione dei ghiacciai. Lo stadio isotopico 5, estenden-

tesi da circa 127 000 a 73 000 anni fa, è contraddistinto da un « massimo interglaciale » (5e) e da due massimi secondari (5c, 5a), separati da minori punte « fredde ».

Lo stadio 4, circa 73 000 - 61 000 anni fa, è considerato come un « massimo glaciale ». Lo stadio 3, circa 61 000 - 29 000 anni fa, è considerato come un interglaciale o almeno un lungo interstadiale. Lo stadio 2, 29 000 - 11 000 anni fa, è considerato come un secondo più accentuato massimo glaciale.

Maggiori dettagli mostrano le curve degli isotopi stabili dell'ossigeno effettuate su carote di ghiaccio, anche se il controllo cronologico è incerto, particolarmente nella parte più antica. Si distinguono un intervallo più caldo da circa 120 000 a 75 000 anni fa, con due punte fredde a 110 000 e 90 000, ed un intervallo più freddo da 75 000 a 10 000, con massimi a 60 000, 40 000 e 30 000 - 12 000, separati da episodi meno freddi (5).

Anche le curve delle variazioni del livello marino mostrano nel Pleistocene superiore numerose fluttuazioni, con massimi a circa 125 000, 105 000, 85 000, 61 000, 40 000 e 30 000 e minimi a circa 118 000, 95 000, 75 000, 55 000 ed un minimo più accentuato a 18 000 anni fa (6).

Notevoli analogie con le curve isotopiche mostra il diagramma pollinico di Grande Pile (3). Con questo diagramma sono stati correlati gli stadi isotopici e gli interstadi riconosciuti in Europa. Incertezze esistono per la porzione inferiore ove, sopra un episodio interglaciale correlato con l'Eem sono stati osservati altri due episodi con caratteri floristici interglaciali. Per quanto riguarda le fluttuazioni glaciali vere e proprie, queste sono state efficacemente espresse in forma grafica mediante dia-

(1) RICHMOND G. M. (1982), *Basic subdivision of Quaternary and nomenclature*. Geogr. Fis. Dinam. Quat., 5, 242-243.

(2) MANGERUD J., SONSTEGAARD E. & SEJRUP H. P. (1979), *Correlation of the Eemian (interglacial) stage and the deep-sea oxygen-isotope Stratigraphy*. Nature, 277, 189-192.

(3) WOILLARD G. (1982), *Palyonology and radiocarbon dating at Grande Pile: a revised radiocarbon time scale for the Late Pleistocene*. IGCP Project 73/1/24 Quaternary Glaciations in the northern hemisphere, Prague, Rep. n. 7, 245-252.

(4) MANGERUD J., ANDERSEN S. T., BERGLUND B. E. & DONNER J. J. (1974), *Quaternary Stratigraphy of Norden, a proposal for terminology and classification*. Boreas, 3, 109-127.

(5) DANSGAARD W. In: « LAMB H. H. (1977), *Climate, present, past and future*. Methuen, London, 835 pp. ».

(6) BLOOM A. L., BROECKER W. S., CHAPPEL J. M. A., MATTHEWS R. K. & MESOLELLA K. J. (1974), *Quaternary sea level fluctuations on a tectonic coast: new ²³⁰Tb/²³⁴U dates from the Huon Peninsula, New Guinea*. Quat. Res., 4, 185-205.

grammi tempo/distanza, ovunque vi fosse un sufficiente controllo cronologico. Nel Nord America sono state riconosciute due principali avanzate glaciali culminate tra 70 000 e 55 000 anni fa e tra 22 000 e 14 000 anni fa, ed una minore avanzata culminata circa 35 000 anni fa (7). In Nord Europa le conoscenze sono minori ma portano a conclusioni sostanzialmente simili (8). Per quanto riguarda le fasi della deglaciazione sono note numerose riavanzate glaciali, delle quali due più evidenti, poste all'incirca 12 000 e tra 11 000 e 10 000 anni fa, correlate in Europa con le cronozone Dryas antico e Dryas recente (9).

Per concludere, il quadro delle variazioni climatiche durante il Pleistocene superiore delineato dalle diverse linee di ricerca appare sostanzialmente congruente negli aspetti generali mentre sussistono evidenti contrasti nei dettagli, a livello di fluttuazioni di rango stadiale e interstadiale, particolarmente nella porzione più antica di 30 000 anni. Ciò dipende dal fatto che al di fuori del campo di indagine normale del ^{14}C non si posseggono a tutt'oggi metodi di datazione di precisione sufficiente per evidenziare e correlare eventi climatici della durata di poche migliaia di anni.

(G. OROMBELLI)

IL PLEISTOCENE SUPERIORE IN ITALIA - I DEPOSITI GLACIALI

Depositi glaciali attribuiti al Pleistocene superiore sono particolarmente diffusi nelle Alpi, negli anfiteatri morenici ai piedi delle stesse e nelle aree più elevate degli Appennini. Tuttavia le conoscenze stratigrafiche ed in particolare il controllo cronologico sono nettamente meno sviluppati rispetto al Nord Europa e al Nord America. Ciò in parte dipende dalla scarsità di materiali databili radiometricamente o con altri metodi geocronometrici. In questa breve rassegna ci si limiterà a prendere in considerazione il territorio alpino. Per quanto riguarda i classici depositi attribuiti all'ultima interglaciazione nelle Alpi non sono stati fatti ulteriori studi in tempi recenti. Soltanto per i depositi di Pianico-Sellere datazioni ^{14}C e paleomagnetismo hanno indicato un'età compresa tra $> 43\ 000$ e $< 730\ 000$ anni fa, non contraddicendo ma neppure confermando l'attribuzione classica. L'ultima glaciazione nelle Alpi è nota con il nome di Würm ma nei dettagli è assai poco conosciuta. La scarsità di materia organica databile ha sinora reso difficile lo studio dei depositi würmiani alpini. In Italia vi è stata a lungo incertezza sulla ubicazione del limite tra depositi würmiani e depositi delle glaciazioni precedenti, anche se attualmente vi è maggiore concordanza di opinioni.

La maggior parte dei depositi glaciali affioranti attribuiti al Würm sono da riferirsi alla sua parte superiore

(7) BLACK R. F., GOLDTHWAIT R. P. & WILLMAN H. B., eds. (1973), *The Wisconsinan stage*. Geol. Soc. Amer. Mem., 136, 334 pp.

(8) MANGERUD J. (1981), *The Early and Middle Weichselian in Norway: a review*. Boreas, 10, 381-393.

(9) MANGERUD J., LARSEN E., LONGVA O. & SONSTEGAARD E. (1979), *Glacial history of western Norway 15,000-10,000 B.P.* Boreas, 8, 179-187.

e probabilmente non sono più antichi di circa 20 000 anni. Depositi würmiani antichi sono forse presenti in superficie, nelle porzioni più periferiche degli anfiteatri morenici würmiani. Al Würm antico appartengono i depositi di Sciaves (Bressanone), datati recentemente con il ^{14}C a $64\ 400 \pm 1\ 000$ anni, indicativi di un interstadiale forse correlabile con quello di Brörup della Stratigrafia dell'Europa settentrionale (1). Va però detto che età ^{14}C così antiche sono spesso molto incerte e che anche la posizione cronologica dell'interstadiale Brörup non è sicura. La data di Sciaves cade nello stadio isotopico 4 «freddo» e corrisponde ad una fase di generale avanzata dei ghiacciai in Nord America e ad una punta fredda nel diagramma pollinico di Grande Pile. Il giacimento fossilifero di Moncucco Torinese, datato con gli amminoacidi a circa 40 000 anni, benché esterno alle aree interessate dai ghiacciai alpini, è indicativo di un interstadiale würmiano, che potrebbe essere correlato con quello di Hengelo (2). Assai significativa è la data di $29\ 350 \pm 460$ anni per un deposito interstadiale in Val Caltea (Monte Cavallo) (3), correlabile con l'interstadiale di Denekamp.

L'inizio della grande avanzata glaciale del Würm recente è segnalato dai depositi con pollini di *Pinus*, *Betula* e *Artemisia* incontrati in un sondaggio a 15 m di profondità presso Vinovo e datati a $26\ 700 \pm 400$ anni fa (4). La massima espansione glaciale deve essere stata raggiunta circa 18-20 000 anni fa, come suggerito dall'età di $17\ 700 \pm 360$ anni relativa a depositi glaciolacustri di Pontida, immediatamente retrostanti alle cerchie moreniche würmiane più esterne (5).

La deglaciazione deve essere iniziata tra 15 e 14 000 anni fa, come suggerito dalle date ottenute per i depositi di Fornaci di Revine ($14\ 765 \pm 135$ e $14\ 370 \pm 115$) (6). Probabilmente la maggior parte degli anfiteatri morenici deve essere stata abbandonata dai ghiacci tra 14 000 e

(1) FLIRI F. (1977), *Eine neue wichtige Zeitmarke zur Kenntnis der Eiszeit im Alpenraum*. Der Schlern, 51, 502-503; CASTIGLIONI G. B. (1978), *Una datazione di depositi interstadiali würmiani presso Bressanone (Alto Adige)*. Geogr. Fis. Dinam. Quat., 1, 23-24.

(2) ALESSIO M., ALLEGRI L., AMBROSETTI P., BARTOLOMEI G., BELLA F., BELLUOMINI G., CALDERONI G., CARRARO F., CHARRIER G., CORTESI C., ESU D., FORNO M. G., IMPROTA S., MANFRA L. & PETRONE V. (1982), *Il giacimento fossilifero pleistocenico superiore di Moncucco Torinese*. Geogr. Fis. Dinam. Quat., 5, 219-239.

(3) FUCHS F. (1969), *Eine erste ^{14}C -Datierung für das Paudorf-Interstadial am Alpensüdrand*. Eiszeitalter u. Gegenwart, 20, 68-71.

(4) CHARRIER G. & PERETTI L. (1975), *Analisi palinologica e datazione radiometrica C^{14} di depositi torbosi intermorenici della regione alpina piemontese, applicate allo studio del clima e dell'ambiente durante il Quaternario superiore*. Boll. Comit. Glac. It., ser. 2, 23, 51-66.

(5) ALESSIO M., ALLEGRI L., BELLA F., BELLUOMINI G., CALDERONI G., CORTESI C., IMPROTA S., MANFRA L. & OROMBELLI G. (1979), *I depositi lacustri di Rovagnate, di Pontida e di Pianico in Lombardia: datazione con il ^{14}C* . Geogr. Fis. Dinam. Quat., 1, 131-137.

(6) CASADORO G., CASTIGLIONI G. B., CORONA E., MASSARI F., MORETTO M. G., PAGANELLI A., TEREZIANI F. & TONIELLO V. (1976), *Un deposito tardowürmiano con tronchi subfossili alle Fornaci di Revine (Treviso)*. Boll. Comit. Glac. It., ser. 2, 24, 22-63.

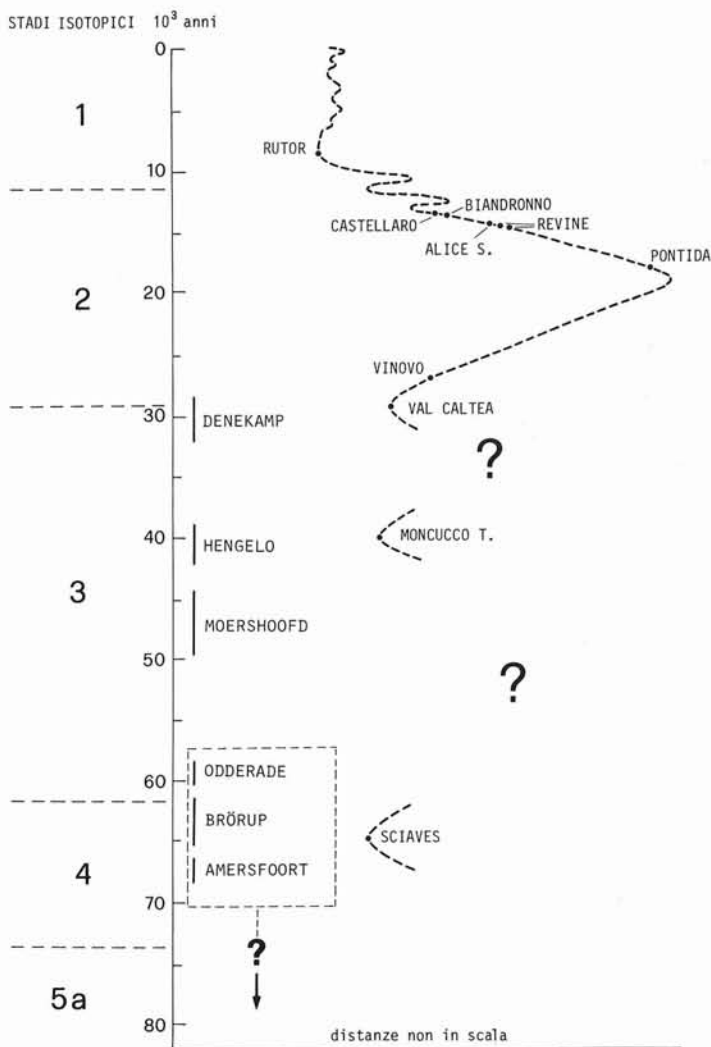


Fig. 1 - Curva schematica tentativo tempo/distanza per la glaciazione Würm a Sud delle Alpi. Sull'asse delle ordinate il tempo in migliaia di anni, gli stadi isotopici e la possibile collocazione cronologica degli interstadi della Glaciazione Weichsel in Europa. In ordinate le distanze relative (non in scala) raggiunte dalle fronti glaciali rispetto le posizioni attuali dei ghiacciai. Sono ubicate cronologicamente le località citate nel testo, per le quali si posseggono datazioni, almeno in parte significative per la posizione delle fronti glaciali.

13 000 anni fa, come provano le date di $14\ 200 \pm 150$ (Alice Superiore, anfiteatro di Ivrea), di $13\ 290 \pm 100$ (Biandronno, Varese) ⁽⁷⁾ e di $13\ 200 \pm 120$ (Castellaro, anfiteatro del Garda) ⁽⁸⁾ ed erano interamente deglaciate 10 000 anni fa (torbe di Villar Dora, anfiteatro di Rivoli Avigliana) ⁽⁴⁾.

La deglaciazione è stata temporaneamente interrotta da riavanzate glaciali, di cui le ultime due spesso bene

⁽⁷⁾ SCHNEIDER R. E. (1978), *Pollenanalytische Untersuchungen zur Kenntnis der spät- und postglazialen Vegetationsgeschichte am Südrand der Alpen zwischen Turin und Varese (Italien)*. Bot. Jahrb. Syst., 100, 26-109.

⁽⁸⁾ BERTOLDI R. (1968), *Ricerche polliniche sullo sviluppo della vegetazione tardiglaciale e postglaciale nella regione del Lago di Garda*. Studi Trentini Sci. Nat., 45, 87-162.

riconoscibili e correlabili nelle alte valli alpine. Esse sono note con il nome di Daun ed Egesen. Quest'ultimo stadio viene in generale correlato con il Dryas recente, 11-10 000 anni fa ⁽⁹⁾. Infine la torba rinvenuta alla fronte del Rutor ha fornito un'età per la sua parte basale di $8\ 395 \pm 125$ anni fa ⁽¹⁰⁾. A questa data i ghiacciai erano ormai più ridotti di quanto non siano attualmente.

(G. OROMBELLI)

⁽⁹⁾ MAISCH M. (1982), *Zur Gletscher- und Klimageschichte des alpinen Spätglazials*. Geogr. Helv., 37, 93-104.

⁽¹⁰⁾ PORTER S. C. & OROMBELLI G. (1982), *Late-glacial ice advances in the western Italian Alps*. Boreas, 11, 125-140.

MORFOGENESI DI VERSANTE NEL PLEISTOCENE SUPERIORE IN ITALIA: I DEPOSITI DETRITICI STRATIFICATI

I più recenti studi quaternaristici pongono sempre più in rilievo l'importanza delle fasi fredde pleistoceniche nell'evoluzione geomorfologica del paesaggio italiano.

Oltre alle ben note eredità glaciali nelle Alpi e nelle parti più elevate dell'Appennino, appare evidente come buona parte del territorio nazionale abbia subito a più riprese, nel corso del Pleistocene medio e superiore, l'azione morfogenetica del gelo e della neve favorita dall'eliminazione o dalla profonda degradazione delle coperture vegetali e dei suoli.

I versanti più o meno completamente denudati divenivano sede di processi generalizzati di degradazione meteorica e di erosione areale che davano origine a importanti forme di accumulo alla loro base.

Tra queste forme particolare interesse rivestono i depositi detritici stratificati (del tipo *grèzes litées* o *éboulis ordonnés*) costituiti da successioni di strati di gelifratti a granulometria diversa anche se con dimensioni massime non superiori a qualche centimetro.

Tali depositi sono notevolmente diffusi nel territorio italiano, soprattutto in connessione con litologia del substrato favorevole (calcarei stratificati, calcari marnosi, flysch arenacei) costituendo in alcune aree uno degli elementi geomorfologici più importanti.

Questa è la situazione nell'Appennino umbro-marchigiano dove, in corrispondenza degli affioramenti dei calcari della Scaglia Rosata e della Maiolica, si osservano depositi detritici stratificati spessi anche diverse decine di metri.

Studi recenti ⁽¹⁾ hanno qui riconosciuto più generazioni di depositi, talora separate da paleosuoli, l'ultima delle quali può essere riferita al Pleistocene superiore.

⁽¹⁾ COLTORTI M., DRAMIS F., GENTILI B. & PAMBIANCHI G. (1979), *Stratified slope deposits in the Umbria-Marche Apennines*. Proceed. 15th Meet. I.G.U. Commission « Geomorphological Survey & Mapping », Modena, 207-212; CALAMITA F., COLTORTI M., DEIANA G., DRAMIS F. & PAMBIANCHI G. (1982), *Neotectonic evolution and Geomorphology of the Cascia and Norcia depressions (Umbria-Marche Apennine)*. Geogr. Fis. Din. Quat., 5, 263-276; COLTORTI M. & DRAMIS F. (in stampa), *Stratified slope-waste deposits in the Esino River basin (Umbria-Marche Apennines, Central Italy)*. Polarforsch.

La suddetta attribuzione cronologica si basa sui seguenti elementi: 1) i materiali detritici si interdigitano con depositi alluvionali con evidenze di genesi in clima freddo (crioturbazioni singenetiche, ciottoli di argilla, ecc.) riferibili al Pleistocene superiore, in qualche caso anche su base radiometrica (2); 2) alla base dei depositi si rinvengono spesso paleosuoli fersiallitici o sedimenti di suolo riferiti all'« Interglaciale Riss-Würm » e contenenti talvolta resti di industrie paleolitiche achelleuane finali di tecnica Levallois; 3) i depositi appaiono fortemente incisi dall'erosione lineare, troncati in superficie e ricoperti da suoli forestali e da materiali colluviali nei quali si rinvengono talora ceramiche e resti di industrie neolitiche.

Nelle zone montane i depositi detritici stratificati spesso riempiono i fondivalle riuscendo talora a oblitare completamente le incisioni minori; nella zona pedemontana essi sono, invece, per lo più interdigitati con depositi alluvionali costituendo sui lati delle valli caratteristiche alternanze di materiali fluviali e di versante. Al tetto di queste sequenze di osserva spesso un livello francamente alluvionale relativamente potente, prodotto verosimilmente dalla rimobilizzazione dei materiali detritici della zona più a monte, avvenuta con ogni probabilità nella fase cataperiglaciale principale. Tutta la successione è stata poi incisa con il progredire verso valle dell'erosione lineare.

Sebbene la maggior parte degli Autori sia concorde nel riferire alla gelificazione l'origine dei clasti, non esiste allo stato attuale identità di vedute sui processi della loro messa in posto. Ciò è dovuto da un lato all'estrema scarsità di osservazioni sui processi in atto e dall'altro alla mancanza di studi sedimentologici dettagliati sui depositi.

Allo scopo di approfondire le conoscenze sui meccanismi genetici e sul significato paleoambientale dei detriti stratificati è stata condotta un'indagine geomorfologica e sedimentologica sistematica su oltre cento depositi nell'alto bacino dell'Esino (Appennino umbro-marchigiano) costituiti essenzialmente da frammenti calcarei provenienti dalle formazioni della Maiolica e della Scaglia Rosata e in buona parte riferibili al Pleistocene superiore. Essi si trovano su tutte le esposizioni e a quote comprese tra i 200 e 2 000 m, spesso alla base di scarpate e di versanti regolarizzati o a valle di antiche nicchie di nivazione.

Prendendo in esame le caratteristiche della stratificazione dei depositi sono stati riconosciuti nel loro ambito i quattro tipi di letti sedimentari descritti da WASSON (3) nell'Hindu-Kush: 1) *open-work*, quando i clasti sono tra loro a contatto senza o quasi senza ma-

trice; 2) *partially open-work*, quando parte dei vuoti tra i clasti è riempito di materiali più fini; 3) *clast-supported*, quando tutti i vuoti sono riempiti di matrice; 4) *matrix-supported*, quando i clasti non sono in contatto tra loro e appaiono immersi in una massa di materiale più fine.

Questi diversi letti si succedono nei depositi spesso in netta alternanza con passaggi per lo più netti, specie alla base dei livelli *open-work*, e interpretabili con ogni probabilità come superfici di erosione. Le inclinazioni degli strati sono comprese tra i 10° e i 40° e più frequentemente tra i 20° e i 30°.

I letti del tipo *open-work* risultano più diffusi sulle esposizioni settentrionali ed alle quote più elevate, quelli del tipo *matrix-supported* sulle esposizioni meridionali e alle quote più basse.

Per quanto riguarda le dimensioni dei clasti, le analisi granulometriche indicano per i letti *open-work* una netta prevalenza degli intervalli dimensionali 32-16 mm o 16-8 mm, solo raramente si hanno clasti di dimensioni superiori ai 32 mm. I letti del tipo *partially open-work* e *clast-supported* mostrano massimi negli intervalli 16-8 mm o 8-4 mm. I letti del tipo *matrix-supported* hanno composizioni granulometriche varie, talora nettamente bimodali, con abbondanti elementi grossolani.

I clasti appaiono spesso isorientati, con l'asse maggiore parallelo al versante, soprattutto nei letti del tipo *matrix-supported* dove si osservano tuttavia livelli con le particelle in contropendenza o con assetto caotico, in conseguenza di movimenti di massa successivi alla loro messa in posto. Nei livelli *open-work* le particelle sono invece spesso disposte in modo isotropo anche se non sono rare nette orientazioni parallele al versante originario.

Volendo tentare un'interpretazione delle osservazioni precedenti sotto l'aspetto genetico dei depositi, appare ragionevole riferire, in accordo con WASSON (3), i livelli *open-work* a caduta di singoli elementi dai versanti a monte e a rimobilizzazione degli stessi per *creeping*, o per ruscellamento diffuso, probabilmente da fusione nivale. Quest'ultimo meccanismo potrebbe spiegare l'orientazione delle particelle parallelamente al versante (4).

I livelli del tipo *matrix-supported* potrebbero invece essere messi in posto da soliflusso, processo che consentirebbe il movimento d'insieme di elementi fini e grossolani così da mantenere i letti paralleli al versante. Le disposizioni delle particelle allungate con l'asse maggiore secondo il pendio sembrano confermare tale interpretazione (5). La matrice potrebbe essere dovuta essenzialmente al rimaneggiamento di coperture eluviali provenienti per ruscellamento dai versanti più a monte, come sembra suggerito da preliminari analisi mineralogiche che mettono in evidenza nei materiali fini una quantità di minerali smectitici sensibilmente superiore a quella presente nelle rocce del substrato di origine. Essa avrebbe

(2) DAMIANI A. V. & MORETTI A. (1969), *Segnalazioni di un episodio würmiano nell'alta Valle del Chienti (Marche)*. Boll. Soc. Geol. It., 87, 171-181; ALESSIO M., ALLEGRI C., COLTORTI M., CORTESI C., DELIANA G., DRAMIS F., IMPROTA S. & PETRONE V. (1979), *Depositari tardowürmiani nell'alto bacino dell'Esino (Appennino umbro-marchigiano). Datazione con il ¹⁴C*. Geogr. Fis. Din. Quat., 2, 203-205.

(3) WASSON R. J. (1979), *Stratified debris slope deposits in the Hindu Kush, Pakistan*. Zeitsch. Geomorph., n. s., 23, 301-320.

(4) RAYNAL R. (1970), *Les formations litées de versants en milieu periglaciaire. Contribution a une mise au point d'ensemble*. Acta Geogr. Lodziana, 24, 371-387.

(5) HARRIS C. (1981), *Microstructures in solifluction sediments from South Wales and North Norway*. Biul. Peryglac., Lodz, 28, 221-226.

riempito livelli *open-work* preesistenti con produzione, come tappe successive, di livelli *partially open-work* e *clast-supported*. I fenomeni di soliflusso responsabili della genesi dei livelli *matrix-supported* si sarebbero messi in azione allorché la matrice diveniva sufficientemente abbondante.

In base a quanto detto appare lecito riferire la genesi dei livelli *open-work* a periodi di clima freddo, in cui la nivazione giocava probabilmente un ruolo importante e i livelli *matrix-supported* a periodi meno freddi in cui i versanti venivano per un periodo di tempo più o meno breve ricoperti da un tappeto vegetale.

Le successioni dei vari livelli testimonierebbero dunque oscillazioni climatiche pluriennali in un contesto generale freddo, caratterizzato con ogni probabilità dall'esistenza di un manto nevoso persistente per periodi più o meno lunghi.

(F. DRAMIS)

LE ASSOCIAZIONI FAUNISTICHE A GROSSI MAMMIFERI NEL PLEISTOCENE SUPERIORE IN ITALIA

I Mammiferi del Pleistocene superiore sono animali comparsi già nel Pleistocene medio, per cui ciò che caratterizza questo periodo sono le variazioni di associazioni faunistiche più che la comparsa o la scomparsa di fossili guida⁽¹⁾. Alcune forme però, che avevano vissuto a lungo, si estinguono proprio con l'ultimo glaciale, ad esempio *Elephas antiquus*, *Dicerorhinus mercki* vel *hemitoechus*, *Ursus spelaeus*.

La scomparsa di alcuni animali è un fatto avvenuto non drasticamente in tutta l'Europa occidentale, ma è stato un lento allontanarsi di essi che ha seguito la graduale scomparsa di ambienti loro favorevoli. È questo il caso dell'Orso Speleo che in Francia, in Dordogna, viene segnalato per l'ultima volta a Font de Gaume⁽²⁾ in livelli aurignaziani; nel meridione la sua ultima apparizione sembra a Le Plo del May (Tarn) in un livello datato 26 450 a. C. (ref. Ly 820)⁽³⁾.

In Italia sembra che i resti più recenti siano stati rinvenuti nel Covolo di Trene (Vicenza)⁽⁴⁾ in un livello oggi attribuito all'epigravettiano antico mentre gli ultimi resti di questo animale è presumibile siano quelli reperiti nel Caucaso che vengono attribuiti da VERESHCHAGIN⁽⁵⁾ all'Olocene antico.

(1) SALA B. (1980), *Faune a grossi Mammiferi del Pleistocene superiore*. In: «I Vertebrati fossili italiani. Catalogo della Mostra, Verona», 235-238.

(2) PRAT F. & SONNEVILLE-BORDES D. DE (1969), *Découvertes récentes de Paléolithique supérieur à la Grotte de Font-de-Gaume (Dordogne)*. Quaternaria, 11, 115-132.

(3) EVIN J., MARIEN G. & PACHIAUDI CH. (1976), *Lyon natural radiocarbon measurements VI*. Radiocarbon, 18 (1), 60-88.

(4) LEONARDI P., MANCINI F. & PASA A. (1959), *Il covolo fortificato di Trene nei Colli Berici orientali (Vicenza), stazione preistorica con industria gravettiana*. Bull. Paletn. Ital., Roma, 67-68, 101-136.

(5) VERESHCHAGIN N. K. (1959), *The Mammals of the Caucasus. A history of evolution of the fauna*. Akad. Nauk SSSR. Israel Program Scient. Translation, Jerusalem, 1967, 816 pp.

Lo studio di Vertebrati continentali del Pleistocene superiore fornisce dati paleoclimatici di un certo interesse solo se è eseguito su sequenze faunistiche; giacimenti contenenti più livelli a faune continentali sono fortunatamente numerosi in Italia, in questa relazione però verranno citati solo alcuni esempi che riguardano fasce climatiche diverse. Verranno inoltre ricordati alcuni giacimenti della Francia meridionale, in modo da avere una visione meno ridotta della biostratigrafia continentale. È giocoforza quindi citare la terminologia usata da più Autori francesi⁽⁶⁾ che per la parte medio-recente dell'ultimo glaciale trova corrispondenza con le cronologie del resto dell'Europa centro-orientale, grazie alle datazioni assolute con il ¹⁴C.

Per brevità inoltre si parlerà solo di variazioni faunistiche di una certa rilevanza, escludendo le piccole variazioni che, all'interno di uno stadiale o di un interstadiale, si possono spesso cogliere.

I giacimenti che vengono presi come esempio per la prima parte dell'ultimo glaciale sono, in ambiente adriatico la Grotta B di Spagnoli nel Gargano (San Severo, Foggia)⁽⁷⁾, in ambiente tirrenico e ligure la Grotta Taddeo (Marina di Camerota, Salerno)⁽⁸⁾ e la Grotta Madonna dell'Arma (Bussana, Imperia)⁽⁹⁾ e in ambiente padano la Grotta del Broion (strati Q ÷ O) nei Colli Berici (Vicenza)⁽¹⁰⁾.

Questo primo lungo periodo, che terminerà con un interstadio temperato noto come Brörup, è caratterizzato

(6) GERBER J. P. (1973), *La faune de grands Mammifères du Würm ancien dans le Sud-Est de la France*. Thèse Univ. Provence. Trav. Lab. Géol. Hist. Paléont., Marseille, n. 5, 310 pp.; LUMLEY H. DE (1971), *Le Paléolithique inférieur et moyen du Midi Méditerranéen dans son cadre géologique*. Gallia Préhistoire, ed. CNRS, 5° suppl., 1, 463 pp.; 2, 433 pp.; MISKOVSKY J. C. (1974), *Le Quaternaire du Midi Méditerranéen; Stratigraphie et Paléocologie*. Etudes Quaternaires, ed. Lab. Paléont. Hum. de Préhist., Univ. Provence, Marseille, mem. 3, 331 pp.; MISKOVSKY J. C. (1976), *Les changements climatiques durant le Pleistocène et l'Olocène autour de la Méditerranée (Europe)*. 9^{me} Congr. Int. UISPP, Nice, coll. II: «Cronologie et synchronisme dans la Préhistoire circumméditerranéenne», 20-49; PILLARD B. (1972), *La faune des grands Mammifères du Würmien II de la Grotte de l'Hortus*. Etudes Quaternaires, Marseille, mem. 1, 163-205; RENAULT-MISKOVSKY J. (1972), *Contribution à la Paléoclimatologie du Midi Méditerranéen pendant la dernière glaciation et le post-glaciaire, d'après l'étude palynologique des remplissages des grottes et abris sous-roche*. Bull. Mus. Anthropol. Préhist. Monaco, 18, 145-210; RENAULT-MISKOVSKY J. (1972), *La végétation pendant le Würmien II, aux environs de la Grotte de l'Hortus (Valflaunès, Hérault) d'après l'étude des pollens*. Etudes Quaternaires, Marseille, mem. 1, 313-324; RENAULT-MISKOVSKY J. (1976), *Les flores quaternaires dans le bassin occidental de la Méditerranée*. 9^{me} Congr. Intern. UISPP, Nice, Colloque II: «Chronologie et synchronisme dans la Préhistoire circumméditerranéenne», 50-76.

(7) SALA B. (1978), *La fauna würmiana di Grotta B di Spagnoli*. Riv. Sc. Preist., Firenze, 33, 399-408.

(8) VIGLIARDI A. (1968), *Il Musteriano della Grotta Taddeo (Marina di Camerota)*. Riv. Sc. Preist., Firenze, 23, 245-259.

(9) ISETTI G., LUMLEY H. DE & MISKOVSKY J. C. (1963), *Il giacimento musteriano della Grotta dell'Arma presso Bussana (Sanremo)*. Riv. Studi Liguri, Bordighera, 28 (1-4), 1-112.

(10) SALA B. (1980), *Interpretazione crono-bio-stratigrafica dei depositi pleistocenici della Grotta del Broion (Vicenza)*. Geogr. Fis. Dinam. Quat., 3, 66-71.

da faune a Cervidi dominanti. Questi animali possono essere Cervi, Caprioli o Daini a seconda degli ambienti, più umidi a bosco o più arido-caldi a macchia.

Nel giacimento pugliese si è potuto seguire l'evoluzione della associazione faunistica da Daino dominante a Cavallo dominante e quindi alla comparsa dello Stambecco. A Grotta Taddeo e a Madonna dell'Arma si è notata la dominanza dei Cervi in associazione a Caprioli, a Bovini e a Cinghiali di grossa taglia e la presenza di pachidermi che danno un tono di arcaicità a tutta la fauna. In Italia Settentrionale, anche in zone costiere, caratteristica è la presenza dell'Orso Speleo. Nella Grotta del Broion, dove gli strati Q ÷ O colgono probabilmente l'ultima parte di questo stadiale, dominano già i Caprini.

Questo periodo quindi, pur caratterizzato da associazioni faunistiche forestali, e quindi di clima abbastanza umido, termina con l'espansione di animali di ambienti più aridi e freddi quali il Cavallo e lo Stambecco.

I carnivori più diffusi, oltre all'Orso Speleo, sono la Iena, il Leone e il Leopardo, ma non mancano Canidi e Mustelidi.

In Francia meridionale sono molti i giacimenti che contengono faune di questo stadiale (Würm 1 per gli Autori francesi); si ricordano Bourgade, La Verreire, La Calmette, La Grotte Murée, Rigabe e Pied Lombard⁽⁶⁾. Anche in questa regione questo periodo è caratterizzato da faune a Cervidi dominanti che vengono sostituiti, verso la fine dello stadiale, da animali di ambienti aperti e più freddi quali i Cavalli, i Bovini e i Caprini.

L'interstadio di Brörup e l'anastadiale successivo può essere rappresentato dagli strati N ÷ I della Grotta del Broion⁽¹⁰⁾ dove il calo dello Stambecco, l'aumento del Cervo e il dominio di Orso Speleo inducono a ritenere che vi sia stato un deciso miglioramento climatico, osservato anche in Francia meridionale con un ritorno alla forestazione per l'aumento dell'umidità⁽⁶⁾.

Nello stadiale compreso fra i due interstadi Brörup e Hengelo (Würm 2 per gli Autori francesi), dopo un inizio temperato, le associazioni faunistiche divengono decisamente boreali. In Italia meridionale si ricordano le faune di Grotta di Torre Nave (Praia a Mare, Cosenza)⁽¹¹⁾ o della Grotta Tina (Marina di Camerota, Salerno)⁽¹²⁾ dove, pur dominando i Cervidi, i Caprini sono molto numerosi.

Durante lo stadiale precedente erano vissuti gli ultimi Elefanti (*Elephas antiquus*) e Ippopotami, mentre in questo si hanno segnalazioni sporadiche di Rinoceronti (*Dicerorhinus mercki* vel *hemitoechus*) specialmente in giacimenti scavati molto in antico, quali quelli della costa

⁽¹¹⁾ BULGARELLI G. M. (1972), *Il Paleolitico della Grotta di Torre Nave (Praia a Mare, Cosenza)*. Quaternaria, Roma, 16, 149-188.

⁽¹²⁾ MARTINI F., SALA B., BARTOLOMEI G., TONON M. & CATTANI L. (1974), *La Grotta Tina a Marina di Camerota (Salerno)*. Bull. Paletn. It., Roma, 81, 1972-74, 27-79.

⁽¹³⁾ BOULE M. (1910), *Les Grottes de Grimaldi; Géologie et Paléontologie*. Monaco, vol. 1 (3), 457-360.

ligure italo-francese della Grotta del Caviglione⁽¹³⁾ o dell'Osservatorio⁽¹⁴⁾.

In ambiente padano e prealpino, pur perdurando l'Orso Speleo, le faune sembrano ancor più di ambiente artico e compaiono forme asiatiche quali il Mammut e la Lepre Fischiante (*Ochotona*). L'esempio è dai livelli 40 ÷ 36 del Riparo Tagliente in Valpantena (Verona)⁽¹⁵⁾ dove però non è ancora ben nota la fauna.

Anche in Francia meridionale compaiono i primi Mammut a La Baume Bonne (GAGNIERE in PILLARD)⁽⁶⁾ e a La Balauziere⁽¹⁶⁾ ma in alcuni giacimenti sono presenti, e a volte numerose, anche le Renne, mai reperite in Italia. Questo fatto viene giustificato con motivazioni geografico-morfologiche: le Renne, animali ad attitudine sociale, si spostano in branchi numerosi lungo steppe pianeggianti (pianure o vallate) e non hanno raggiunto l'Italia perché mancavano proprio questi ambienti per entrare sia dalla costa ligure che da quella adriatica, essendo per loro una barriera l'arco alpino.

Fra i carnivori si diffondono maggiormente i Lupi, le Volpi, le Linci e i piccoli Mustelidi mentre le Iene, i Leoni e i Leopardi diminuiscono notevolmente.

L'interstadio di Hengelo non è ben documentato perché non sono ancora state studiate completamente alcune faune; si citano come esempi la Grotta del Cavallo nel Salento⁽¹⁷⁾ e l'appena menzionato Riparo Tagliente, dove sembra possibile esista una sequenza abbastanza completa dei livelli contenenti industrie musteliane recenti.

Un po' meglio vanno le conoscenze dello stadiale successivo (Würm 3a per gli AA. francesi) dove almeno due giacimenti, la Grotta di Castelcivita (Salerno)⁽¹⁸⁾ e la Grotta La Fabbrica (Grosseto) hanno restituito faune abbondanti da permettere di individuare un momento climatico abbastanza arido a dominio degli Equidi (La Fabbrica e strato rsa II di Castelcivita) preceduto da un momento umido ma freddo a dominio del Camoscio sul Cervo e seguito da una fase ancora arida ma meno rigida che probabilmente precede l'interstadio di Arcy o Denekamp.

La seconda fase di questo stadiale (Würm 3b per gli AA. francesi) è rappresentata in Italia da più giacimenti, di cui però non si conoscono molto le faune; si citano perciò solo quelle reperite nei livelli 21 ÷ 18 di Grotta Paglicci in Gargano (Foggia), inedite e di recente

⁽¹⁴⁾ BOULE M. & VILLENEUVE L. DE (1927), *La Grotte de l'Observatoire à Monaco*. Arch. Inst. Paléont. Humaine, Paris, mem. 1, 1-113.

⁽¹⁵⁾ BARTOLOMEI G., BROGLIO A., CATTANI L., CREMASCHI M., GUERRESCHI A., MANTOVANI E., PERETTO C. & SALA B. (1982), *I depositi würmiani del Riparo Tagliente*. Ann. Univ. Ferrara, n. s., sez. 15, 3 (4), 61-105.

⁽¹⁶⁾ BONIFAY B. F. (1960), *Etude paléontologique de la Grotte de La Balauzière (Fouille abbé Bayol)*. Thèse 3^{me} cycle Paris.

⁽¹⁷⁾ PALMA DI CESNOLA A. (1967), *Il Paleolitico della Puglia (giacimenti, periodi, problemi)*. Mem. Mus. Civ. St. Nat. Verona, 15, 1-84.

⁽¹⁸⁾ AZZI C. M., BIGLIOCCA L. & GULISANO F. (1977), *Florence Radiocarbon Dates III*. Radiocarbon, 19, 165-169; AZZI C. M. & GULISANO F. (1979), *Florence Radiocarbon Dates IV*. Radiocarbon, 21, 353-357; CIONI O., GAMBASSINI P. & TORRE D. (1980), *Grotta di Castelcivita: risultati delle ricerche negli anni 1975-77*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., mem. A, 1979, 86, 275-296.

studio. Nei livelli sopra citati, datati da 24 a 20 000 anni circa da oggi ⁽¹⁹⁾ si assiste ad una alternanza fra Equidi e Caprini che dominano massicciamente su tutte le altre specie di Ungulati. È questo il momento più freddo di tutto l'ultimo glaciale e in cui freddo e aridità hanno perdurato più a lungo. Spariscono dalla penisola i Daini che ricompariranno solo in epoca storica importati in Occidente dall'Asia minore dei Greci prima e dai Romani poi. Poiché gli ambienti forestali si riducono al massimo Cervi, Caprioli e Cinghiali sopravvivono in ambienti di rifugio che sono più diffusi in Italia centro-meridionale, mentre vanno scomparendo anche gli ultimi Orsi Spelei dalla Val Padana. Gli unici altri Ungulati numerosi, oltre a Cavalli, Asini, Stambecchi e Camosci sono gli Uri che al Nord sono in parte sostituiti dai Bisonti.

Questo stadiale è seguito da un interstadio temperato noto in tutta Europa sotto vari nomi: Lascaux, Lauge-rie, Dolni Vestonice G1-3, Ula; anche questo periodo non è documentato da associazioni faunistiche solo perché non sono ancora state studiate.

Si giunge così al tardiglaciale dove giacimenti contenenti industrie epigravettiane e faune abbondanti sono distribuite in molte parti della penisola; si prendono come esempi i livelli 10 ÷ 3 di Grotta Paglicci ^(18, 20) e quelli 14 ÷ 3 di Riparo Tagliente ⁽²¹⁾, che permettono lo studio in dettaglio delle associazioni faunistiche e quindi di ricavare le oscillazioni climatiche che le hanno prodotte.

A Grotta Paglicci i livelli 10e ÷ 8c contengono una associazione faunistica dominata da Equidi (40-50 %) e dallo Stambecco (oltre 20 %). Poiché manca lo studio dei livelli subito precedenti, che si spera permetteranno di chiarire la sequenza, questi livelli possono essere attribuiti o al Würm 4 (AA. francesi) (Würm 3c in Europa centrale) o al Dryas I. Così pure il livello 8b, in cui si nota una crescita sensibile del Cervo, può riguardare il breve interstadio di Raunis-Meiendorf oppure il pre-Bölling-Mstino.

Dal livello 8a a quello 6d, la fauna è dominata dallo Stambecco (oltre il 40 %) e dal Cavallo sull'Uro, l'Asino e il Cinghiale; i Cervi sono presenti in bassissime percentuali. Questi livelli vengono attribuiti al Dryas I e corrispondono ad un altro apice di freddo molto intenso.

Il livello 6c viene considerato di transizione fra il Dryas I e il Bölling, rappresentato quest'ultimo dai livelli 6b ÷ 5b dove l'aumento calorico è suggerito dal calo precipitoso dello Stambecco, dalla scomparsa del Cavallo, dalla crescita dell'Asino e del Cervo e dal dominio del Cinghiale.

Di più difficile interpretazione sono i livelli 5a ÷ 4a dove il dominio passa all'Asino; è presumibile che il

⁽¹⁹⁾ AZZI C. M., BIGLIOCCA L. & PIOVAN E. (1974), *Florence Radiocarbon Dates II*. Radiocarbon, 16, 10-14.

⁽²⁰⁾ EVIN J., MARIEN G. & PACHAUDI CH. (1979), *Lyon natural radiocarbon measurements VIII*. Radiocarbon, 21, 405-452.

⁽²¹⁾ ALESSIO M., BELLA F., IMPROTA S., BELLUOMINI G., CORTESI C. & TURI B. (1970), *University of Rome Carbon-14 Dates VIII*. Radiocarbon, 12, 599-616.

Dryas II, un breve momento di rincrudimento climatico, corrisponda al taglio 4a dove vi è una impennata del Camoscio, che raggiunge il 9 %.

Il livello 3a, dove scompaiono definitivamente i Caprini e il Cervo diviene dominante, è attribuito all'Alleröd.

Una serie meno completa ma altrettanto interessante è quella dei livelli epigravettiani del Riparo Tagliente ⁽²²⁾ che, secondo l'interpretazione basata sullo studio delle faune, comprende la successione completa dalla fine del Dryas antico all'Alleröd. In questo caso, mutato ambiente, gli indicatori di clima freddo sono Stambecco, Alce, Marmotta in associazione a Uro e Bisonte nei livelli attribuiti al Dryas I e II, mentre Cervo, Cinghiale, Capriolo in associazione sempre con Bovini e Camoscio dominano dal Bölling in poi.

Lo studio di sequenze faunistiche, come si è cercato di illustrare, permette di eseguire ricostruzioni paleoecologiche e paleoclimatiche e, affiancato ad altri studi, consente di dare utili informazioni anche alla correzione di datazioni assolute.

(B. SALA)

⁽²²⁾ CAPUZZI P. & SALA B. (1980), *Il Riparo Tagliente. Analisi delle faune, biostratigrafia e cronologia dei livelli tardiglaciali*. In: « Il territorio veronese dalle origini all'età romana », Ed. Fiorini, Verona, 130-136.

SIGNIFICATO CRONOSTRATIGRAFICO DELLE INDUSTRIE DEL PLEISTOCENE SUPERIORE

Premessa

Il Pleistocene superiore, nei limiti in cui è stato definito dal Congresso INQUA di Christchurch nel 1973, corrisponde, secondo l'accezione più diffusa, al Paleolitico medio e al Paleolitico superiore. Queste età sono state solitamente individuate secondo i criteri geocronologici, paleoantropologici e archeologici: il Paleolitico medio come l'insieme dei complessi musteriani (in senso lato), diffusi nell'Interglaciale Riss-Würmiano, nel Würm inferiore e all'inizio del Würm medio, riferibili a *Homo sapiens neanderthalensis*; il Paleolitico superiore come l'insieme dei complessi leptolitici diffusi nel Würm medio e nel Würm superiore, riferibili a *Homo sapiens sapiens* ⁽¹⁾.

Il limite inferiore del Paleolitico medio è stato oggetto di discussioni poiché esso non corrisponde a modificazioni evidenti e brusche sia per quanto riguarda le caratteristiche delle industrie (non vi sono cesure tra complessi del Paleolitico inferiore e complessi del Paleolitico medio) sia per quanto riguarda i tipi umani (Preneanderthaliani e Neanderthaliani). BORDES ha identificato il limite con l'inizio del Würm, mentre VALOCH,

⁽¹⁾ BOURDIER D., ed. (1957), *Quaternaire*. Lex. Strat. Int., Europe, fasc. 4b, 231 pp.; LUMLEY H. (1969), *Les civilisations préhistoriques en France. Corrélations avec la chronologie quaternaire*. Et. Franç. Quaternaire, suppl. Bull. AFEQ, 151-169; BONIFAY E. (1975), *L'«Ere Quaternaire»: définition, limites et subdivisions sur la base de la chronologie méditerranéenne*. Bull. Soc. Géol. France, 17, 380-393.

CHALINE, GABORI e DE LUMLEY lo hanno riportato all'inizio dell'interglaciale (2).

Il limite Paleolitico medio - Paleolitico superiore è invece ben riconoscibile perché le differenze tecniche, tipologiche e tipometriche tra industrie musteriane e industrie leptolitiche sono evidenti: d'altra parte i resti fossili appartenenti a *H. sapiens neanderthalensis* sono costantemente associati a industrie musteriane (3) mentre i resti appartenenti a *H. sapiens sapiens* sono associati a industrie leptolitiche.

Il limite superiore del Paleolitico superiore varia, secondo gli Autori, in relazione al criterio adottato per operare una distinzione (tradizione culturale, struttura socio-economica, modo di vita, ecc.). Secondo alcuni (RADMILLI, APARICIO PEREZ) (4) esso va collocato nelle oscillazioni di Bölling o di Alleröd; ma nell'accezione più diffusa esso viene identificato col limite Pleistocene-Olocene.

Le industrie del Paleolitico medio

Caratteri generali e tassonomia. Rispetto alle industrie del Paleolitico inferiore quelle del Paleolitico medio si differenziano per i seguenti caratteri: comparsa di una nuova tecnica di sfruttamento dei nuclei discoidali, mediante stacchi centripeti; sviluppo e perfezionamento della tecnica levalloisiana, con la quale vengono ricavate schegge, lame e punte Levallois più sottili e di forma standardizzata; maggiore diversificazione degli strumenti su scheggia; aumento sensibile dell'aspetto laminare delle industrie; incremento di strumenti che troveranno ampia diffusione nel Paleolitico superiore (bulini, grattatoi, coltelli a dorso); inizio della lavorazione intenzionale dell'osso, sia mediante ritocchi simili a quelli dei raschiatoi sia mediante la rastrematura di oggetti allungati, che assumono una forma appuntita.

BORDES (5) ha proposto una classificazione delle industrie del Paleolitico medio della Francia sud-occiden-

tale, che si fonda sul confronto tra indici di frequenza che esprimono l'incidenza dei prodotti della scheggiatura Levallois e di alcuni gruppi di strumenti, classificati secondo una lista-tipo (raschiatoi; raschiatoi laterali convessi; raschiatoi trasversali e limaces; bifacciali; coltelli a dorso naturale; denticolati; schegge, lame e punte Levallois). Su queste basi sono stati distinti quattro grandi complessi (Charentiano, Musteriano tipico, Musteriano di tradizione acheuleana e Musteriano denticolato) e, all'interno di ciascun complesso, gruppi di tecnica levalloisiana e di facies levalloisiana, gruppi di tecnica levalloisiana e di facies non levalloisiana e gruppi di tecnica non levalloisiana.

Il metodo di analisi e la classificazione di BORDES sono stati estesi successivamente ad altre regioni, anche molto lontane, riconoscendovi gli stessi complessi, o altri complessi, con caratteristiche originali.

Evoluzione dei complessi musteriani. Secondo BORDES (6) i complessi del Paleolitico inferiore e del Paleolitico medio hanno seguito, nell'Europa occidentale, un modello di evoluzione a cespuglio. Nel Würm inferiore i complessi musteriani sono evoluti parallelamente, senza influenzarsi. In alcune regioni, come ad esempio nel Périgord, alcuni giacimenti presentano sequenze nelle quali industrie di uno stesso complesso sono interstratificate con industrie appartenenti ad altri complessi (7). Non pare quindi possibile attribuire un significato cronologico alla presenza di una industria musteriana, in quanto appartenente ad un determinato complesso. È piuttosto all'interno di ogni complesso che vanno ricercate quelle caratteristiche tecniche, tipologiche e tipometriche che possono offrire indicazioni cronologiche. In questo senso BORDES (8) ha proposto una tabella cronologica, nella quale sono indicate la comparsa, lo sviluppo, la massima diffusione e la scomparsa delle principali categorie di strumenti.

Considerazioni. La presenza di un'industria musteriana in un deposito offre anzitutto un'indicazione di massima, nel senso che l'età del deposito potrà variare entro i limiti cronologici già indicati (9). Dove però le ricerche sono state più approfondite, consentendo di proporre un inquadramento cronologico, si è potuto constatare che le variazioni di frequenza delle varie categorie di strumenti seguivano il modello proposto da BORDES.

È prevedibile che il progresso delle ricerche nei depositi antropici porti ad una migliore conoscenza delle sequenze di industrie e consenta perciò di attribuire alle industrie stesse un più preciso significato quali indicatori cronologici.

(2) BORDES F. (1950), *L'évolution buissonnante des industries en Europe occidentale. Considérations théoriques sur le Paléolithique ancien et moyen*. L'Anthropologie, 54, 393-420; VALOCH K. (1971), *Le Paléolithique inférieur et moyen en Europe orientale*. Actes 8^{me} Congr. UISPP, Beograd; CHALINE J. (1972), *Le Quaternaire*. Doin, Paris, 338 pp.; GABORI M. (1976), *La civilisation du Paléolithique moyen entre les Alpes et l'Oural*. Akadémiai Kiado, Budapest, 279 pp.; LUMLEY H. (1976), *Cadre chronologique absolu, paléomagnétisme, chronologie paléontologique et botanique, esquisse paléoclimatologique, séquences culturelles*. La Préhistoire Française, 1 (1), 5-23.

(3) Questa asserzione si riferisce ai ritrovamenti europei, dove la distinzione è netta. Tuttavia anche per l'Europa si deve tener presente un ritrovamento recente, che potrebbe spostare il limite, qualora fosse confermato in modo incontrovertibile: si tratta della sepoltura neandertaliana di St. Césaire, proveniente da un deposito con industria castelperroniana, sinora considerata alla base del Paleolitico superiore. (LÉVEQUE F. & VANDERMEERSCH B. (1980), *Découvertes de restes humains dans un niveau castelperronien à Saint-Césaire (Charente-Maritime)*. C. R. Acad. Sc. Paris, 291, 187-189).

(4) RADMILLI A. M. (1960), *Considerazioni sul Mesolitico italiano*. Ann. Univ. Ferrara, n. s., 15 (1), 29-48; APARICIO PEREZ J. (1979), *El Mesolítico en Valencia y en el Mediterraneo Occidental*. Serv. Inv. Prehist. Dip. Prov. Valencia, n. 59, 297 pp.

(5) BORDES F. (1953), *Essai de classification des industries «moustériennes»*. Bull. Soc. Préhist. Franç., 50, 457-466.

(6) Vedi nota 2: BORDES, 1950.

(7) BORDES F. (1972), *A tale of two caves*. Harpes & Row, New York, 169 pp.; LAVILLE H. (1975), *Climatologie et chronologie du Paléolithique en Périgord*. Et. Quaternaires, 4, 422 pp.

(8) BORDES F. (1961), *Typologie du Paléolithique ancien et moyen*. Publ. Inst. Préhist. Univ. Bordeaux, 1, 85 pp.

(9) L'incertezza circa l'attribuzione al Paleolitico inferiore o al Paleolitico medio di alcune industrie su scheggia, che ha dato luogo a numerose discussioni, potrebbe probabilmente essere cancellata da studi interdisciplinari più completi.

Caratteri generali e tassonomia. Le differenze tra industrie del Paleolitico medio e industrie del Paleolitico superiore è sempre ben marcata; anche nelle rare serie stratigrafiche dove pare verificarsi un fenomeno di evoluzione in posto, questa si realizza in tempi molto brevi, concedendo poco spazio ad industrie di transizione. Tra i caratteri distintivi delle industrie del Paleolitico superiore indichiamo: l'elevata laminarietà dei supporti e degli strumenti; l'ampia diffusione di strumenti ottenuti con la tecnica di distacco microlamellare (bulini, grattatoi carenati); la grande differenziazione e specializzazione degli strumenti (vari tipi di bulini, grattatoi, troncature, becchi, punte a dorso, lame a dorso, dorsi e troncature, geometrici, foliati, punte e lame-raschiatoio). La lavorazione dell'osso diventa sistematica e consente di ottenere forme ben determinate, che spesso assumono significato di indicatore cronologico (zagaglie, arponi, aghi, bastoni forati, ecc.).

L'analisi delle industrie litiche del Paleolitico superiore viene condotta secondo metodi diversi; i ricercatori italiani hanno utilizzato prevalentemente quello proposto da LAPLACE⁽¹⁰⁾. Esso si fonda sull'analisi di tutte le caratteristiche tecniche, morfologiche e dimensionali di ogni strumento, sul calcolo di indici che esprimono a diversi livelli tali caratteristiche (indici dei vari gruppi e classi tipologiche che fanno parte delle grandi categorie di bulini, grattatoi, erti differenziati, foliati e sostrato) e infine sul confronto tra indici di industrie differenti. È stato così possibile precisare l'assetto strutturale e i fenomeni evolutivi interni dei grandi complessi del Paleolitico superiore, che erano già stati precedentemente individuati sulla base di criteri meramente tipologici.

Evoluzione dei complessi del Paleolitico superiore. La successione cronologica dei complessi del Paleolitico superiore nell'area italyca, desunta da serie stratigrafiche e da datazioni radiometriche, può essere così riassunta⁽¹¹⁾.

Le industrie più antiche compaiono nel Würm medio: l'Uluzziano, il Protoaurignaziano a dufours e l'Aurignaziano si collocano nella fase inter Hengelo-Denekamp e nell'oscillazione temperata di Denekamp-Arcy⁽¹²⁾. È probabile che le prime industrie della sequenza gravettiana (p. es. Gravettiano a noailles), facilmente correlabili con la sequenza classica dell'Europa occidentale,

⁽¹⁰⁾ LAPLACE G. (1957), *Typologie analytique. Application d'une nouvelle méthode d'étude des formes et des structures aux industries à lames et lamelles*. Quaternaria, 4, 133-164; LAPLACE G. (1964), *Essai de typologie systématique*. Ann. Univ. Ferrara, n. s., sez. 15, 1 (suppl. 2), 85 pp.; LAPLACE G. (1968), *Recherches de typologie analytique 1968*. Origini, 2, 7-64.

⁽¹¹⁾ RENAULT-MISKOVSKY J. & LEROI-GOURHAN ARL. (1981), *Palynologie et Archéologie: nouveaux résultats, du Paléolithique supérieur au Mésolithique*. Bull. Ass. Franç. Et. Quaternaire, 3-4, 121-128.

⁽¹²⁾ In Italia non sono state sinora segnalate industrie epaurignaziane, peraltro presenti in Provenza, in Istria e nell'Europa media. L'età di tali industrie è più recente, come è indicato da varie datazioni radiometriche.

risalgano all'interstadio di Tursac (forse corrispondente all'interstadio di Stillfried B).

La sequenza gravettiana evolve nel II Pleniglaciale Würmiano con industrie conosciute sinora in pochi giacimenti liguri e dell'Italia Meridionale. In corrispondenza del massimo glaciale si verifica una profonda differenziazione tra complessi dell'Europa Occidentale (Solutreano) e complessi italici, che continuando la tradizione gravettiana sono stati denominati Epigravettiano. La sequenza epigravettiana inizia con un complesso a punte a faccia piana (noto solo in Liguria e in Italia Meridionale) che dovrebbe corrispondere al massimo glaciale, seguito da un complesso a punte a cran, che si prolunga sino all'inizio del Tardiglaciale.

Nel Tardiglaciale i complessi epigravettiani si presentano differenziati in facies regionali, che seguono processi evolutivi relativamente simili⁽¹³⁾.

Con l'inizio del Preboreale nell'Italia Centro-Settentrionale avviene una profonda trasformazione dei complessi: ha inizio la tradizione sauveterriana, che proseguirà fino alla fine del Boreale⁽¹⁴⁾.

Considerazioni. La marcata differenziazione tipologica delle industrie del Paleolitico superiore fa assumere ad esse un ruolo di buon indicatore cronologico. La linearità della sequenza, fino al Tardiglaciale würmiano, consente di stabilire valide correlazioni di ritrovamenti isolati con le serie di riferimento, ovviando alla mancanza di dati locali. In età tardiglaciale le sequenze di varie regioni permettono di fissare alcuni modelli di evoluzione dei complessi epigravettiani, coi quali possono essere raffrontati utilmente singoli ritrovamenti, anche se isolati.

Perciò il ritrovamento di un'industria del Paleolitico superiore consente di proporre, per il deposito che la contiene, un'attribuzione cronologica di solito abbastanza precisa.

Conclusioni

Nei termini esposti le industrie del Paleolitico medio e del Paleolitico superiore hanno significato di indicatore cronologico per i depositi dai quali provengono. Tale significato può essere ulteriormente precisato con ricerche interdisciplinari, che affrontino l'intera problematica dei depositi antropizzati.

Le industrie possono trovarsi in sedimenti continentali di varia natura: depositi costieri, alluvioni, depositi lacustri, loess, sabbie desertiche, detriti di versante, depositi di grotta e di ripari sotto roccia, riempimenti di doline, ecc. In questi, e in tutti i casi in cui è possibile

⁽¹³⁾ BARTOLOMEI G., BROGLIO A. & PALMA DI CESNOLA A. (1979), *Chronostratigraphie et Ecologie de l'Epigravettien en Italie*. Coll. Int. CNRS « La fin des temps glaciaires en Europe », Bordeaux, 297-324.

⁽¹⁴⁾ BARTOLOMEI G. (1974), *I talus detritici e la stabilizzazione del versante destro della Valle dell'Adige nella zona di Trento*. Studi Trentini Sc. Nat., 51, 197-209; BROGLIO A. (1980), *Culture e ambienti della fine del Paleolitico e del Mesolitico nell'Italia nord-orientale*. Preistoria Alpina, 16, 7-29.

Cron. C ¹⁴ a.C.	GEOCRONOLOGIA E ZONE POLLINICHE	MORENE ALPINE	CRON. ARCHEOL.	COMPLESSI DI INDUSTRIE			
				EUROPA OCCIDENTALE ATLANTICA	PENISOLA ITALIANA	EUROPA MEDIA	
5	POSTGLACIALE	ATLANTICO	NEOL. MESOLITICO	COMPL. "TARDENOIDI"	COMPL. DEL NEOLITICO INF. CASTELNOVIANO	NEOL. MONTBANI DUVENSE	
		BOREALE		VENEDIGER	SAUVETERRIANO	SAUVETERRIANO	BEURON-COINCY AHRENSBURG.
10	TARDIGLACIALE	PRE-BOREALE	MESOLITICO	SAUVETERRIANO	EPIGRAVETTIANO ITALICO	MADDALENIANO a protogeometrici e geometrici a microgravettes e dorsi troncati ↑ a punte a cran a punte a faccia piana	
		EGESEN		AZILIANO			EPIMADDALENIANO FEDERMESSER
		DAUN		finale			MADDALENIANO HAMBURGIANO
		GSCHNITZ SCHLERN		superiore			
15	II PLENIGLACIALE WÜRMIANO	BÜHL ?	P A L E O L I T I C O S U P E R I O R E	inferiore	GRAVETTIANO	"GRAVETTIANO ORIENTALE" Willendorfiano Pavloviano Aurignaz. finale	
		INTERST. LASCAUX		superiore			a noailles
		STADIALE BRANDENB.		WÜRM			SOLUTREANO medio inferiore
25	WÜRMIANO	TURSAC	P A L E O L I T I C O S U P E R I O R E	"Protomaddaleniano"	GRAVETTIANO	"GRAVETTIANO ORIENTALE" Willendorfiano Pavloviano Aurignaz. finale	
		INTERST. DENEKAMP ARCY		"Perigordiano VI"			a noailles
30	WÜRMIANO	INTERST. DENEKAMP ARCY	P A L E O L I T I C O S U P E R I O R E	"Perigordiano IV"	GRAVETTIANO	"GRAVETTIANO ORIENTALE" Willendorfiano Pavloviano Aurignaz. finale	
		INTERST. HENGELO		evoluto			AURIGNAZIANO
35	WÜRMIANO	INTERST. HENGELO	P A L E O L I T I C O S U P E R I O R E	antico	AURIGNAZIANO	AURIGNAZIANO a punte di Mladeč a punte a base fenduta	
		INTERST. HENGELO		a punte a base fend.			ULUZZIANO
			P A L E O L I T I C O S U P E R I O R E	CASTELPERRONIANO			
			P A L E O L I T I C O S U P E R I O R E	COMPLESSI MUSTERIANI	COMPLESSI MUSTERIANI	COMPLESSI MUSTERIANI	

Schema cronologico dei complessi industriali del Würm medio e superiore e dell'Olocene inferiore nell'Europa Occidentale-atlantica (con riferimento alla sequenza della Francia sud-occidentale), dell'Italia e dell'Europa Media.

stabilire un rapporto stratigrafico tra resti antropici e depositi di cui si ignora l'età, la presenza delle industrie rappresenta un termine di riferimento cronologico ben preciso. Gli esempi sono moltissimi: basti pensare ai depositi di loess (Dolni Vestonice, Willendorf, ecc.), ai detriti di versante (Valle dell'Adige), alle alluvioni terrazzate (Valle della Somme, ecc.), ai tufi campani (Grotta di Castelcivita), ecc.

Ma l'interesse cronostatigrafico della presenza delle industrie non si limita a questi casi più ovvii. È la stessa distribuzione dei siti preistorici di una determinata età che può offrire indicazioni importanti per lo studio morfologico di un'area, specialmente durante i glaciali e nelle regioni prossime alle aree glacializzate. I fenomeni che si osservano nell'Europa Media, dove il limite settentrionale degli insediamenti è evidentemente in relazione col limite meridionale del ghiacciaio continentale, si ripetono nel versante meridionale delle Alpi, sia in senso latitudinale che in senso altitudinale. È significativa, ad esempio, la presenza di industrie aurignacoidi databili all'interstadio di Denekamp-Arcy in due depositi di grotta dei Caravanche, a 1 500 e a 1 700 m di altezza.

Nei casi in cui le prospezioni hanno raggiunto un buon livello, consentendo di presentare un modello di gestione del territorio da parte di un determinato gruppo umano, le considerazioni possono essere ancora più interessanti. È il caso del popolamento della regione alpina nord-orientale nel Tardiglaciale Würmiano e nel Postglaciale⁽¹⁵⁾. I siti montani che hanno una collocazione cronologica compresa tra oscillazione di Alleröd e inizio del Preboreale sono distribuiti tra 1 000 e 1 600 m di altezza, prevalentemente nella fascia prealpina; i siti montani di età preboreale e boreale sono invece distribuiti in tutta l'area dolomitica e fino alle Alpi Aurine, tra 1 900 e 2 300 m di altezza. Vari argomenti suggeriscono che la distribuzione altitudinale dei siti corrisponda alla fascia vegetazionale della prateria montana nelle due età. I depositi contenenti le industrie e di conseguenza le morfologie delle aree circostanti possono essere così datati.

(A. BROGLIO)

⁽¹⁵⁾ BROGLIO A., 1980 (vedi nota 14); BAGOLINI B. & BROGLIO A. (in stampa), *Il ruolo delle Alpi nei tempi preistorici (dal Paleolitico al Calcolitico)*. Miscellanea in onore di S. M. Puglisi.

IL PLEISTOCENE SUPERIORE DEL MEDITERRANEO ORIENTALE

Premesso che il Pleistocene superiore, seguendo le raccomandazioni del XI Congresso INQUA (Mosca, 1982), comprende l'intervallo di tempo dall'inizio dell'Olocene, circa 10 000 anni fa (fine dell'ultima grande glaciazione - inizio della trasgressione flandriana - terminazione I - limite fra gli stadi isotopici 2 e 1) e

125 000 anni fa circa (acme del Tirreniano - stadio isotopico 5e successivo alla fine della penultima grande glaciazione, di poco successivo alla terminazione II e al limite fra gli stadi isotopici 6 e 5), la successione del Pleistocene superiore del Mediterraneo orientale è ben conosciuta attraverso lo studio di numerose carote di sedimenti raccolte in mare profondo.

Di particolare interesse sono quelle prelevate in corrispondenza della Dorsale Mediterranea, un rilievo sommerso dove prevale la sedimentazione pelagica, con velocità di accumulo molto basse, dell'ordine di 2-4 cm/1 000 anni. In queste carote pelagiche il sedimento normale, dominante, consiste di marne ricche di Foraminiferi planctonici e nannofossili calcarei; al sedimento normale si alternano orizzonti centimetrici di *sapropel*, fanghi nerastri molto ricchi di sostanza organica indecomposta e privi di forme bentoniche, e orizzonti da millimetrici a decimetrici di *tefra*. I primi rappresentano l'espressione sedimentaria di stagnazioni periodiche, estese a tutte le parti più profonde del Mediterraneo Orientale; i secondi sono l'espressione sedimentaria di esplosioni vulcaniche verificatesi nelle provincie romana, campana, egea o levantina. Entrambi i tipi di litologie « minori » sono ben riconoscibili nelle carote per colore, composizione, tessitura, struttura; hanno limiti netti e registrano eventi della durata di giorni (i tefra) o di pochi millenni (i sapropel).

Questi livelli isocroni permettono di effettuare correlazioni litostratigrafiche di estremo dettaglio, un caso veramente unico nel record di mare profondo, dove i sedimenti sono di regola molto monotoni e dove correlazioni fra carote sono possibili solo sulla base di studi specialistici di grande dettaglio. Nel Mediterraneo Orientale, invece, le correlazioni visuali sono dirette e immediate. I sapropel si correlano in transetti di carote lunghi oltre mille chilometri, mentre i tefra hanno distribuzione generalmente più limitata, risentendo del regime dei venti e delle correnti.

La Stratigrafia basata su litologie isocrone ha una risoluzione molto maggiore della biostratigrafia basata sui nannofossili calcarei (sette biozone in tutto il Quaternario).

Studi di Micropaleontologia quantitativa sui Foraminiferi planctonici e bentonici, sulla composizione isotopica dell'ossigeno nei gusci di specie epipelagiche e mesopelagiche, sulla composizione in minerali argillosi e sul grado di cristallinità dell'illite hanno permesso di ricostruire le condizioni climatiche verificatesi nel Pleistocene superiore.

Le curve isotopiche ottenute per il Mediterraneo Orientale sono simili a quelle ottenute per i sedimenti oceanici nella forma e nella successione degli eventi, e ad esse è quindi applicabile la stessa terminologia (stadi isotopici). Le fluttuazioni registrate dal segnale isotopico sono però molto più ampie: fino a 5 ‰¹⁸O PDB ‰, un valore da due a tre volte maggiore di quelli registrati negli oceani. Il Mediterraneo Orientale, separato dall'Oceano Atlantico da due soglie poco profonde (stretto di Gibilterra e Canale di Sicilia), era soggetto durante il

Pleistocene glaciale a forti variazioni di evaporazione e quindi di salinità, oltre che di temperatura, in corrispondenza delle variazioni del livello del mare: agiva quindi come un amplificatore del segnale isotopico.

Si incontrano 12 sapropel nel Quaternario superiore: il più recente (S-1) è olocenico; quattro sapropel (S-2 a S-5) cadono nel Pleistocene superiore, gli altri nel Pleistocene medio. La maggior parte dei sapropel, nelle carote studiate quantitativamente, cade in corrispondenza dei picchi « caldi » delle curve faunistiche e delle punte negative della curva isotopica, o lungo i tratti delle curve che tendono verso il caldo. Alcuni dei sapropel più prominenti, come S-5, coincidono con l'acme di ben note trasgressioni (nella fattispecie la trasgressione tirreniana). Le faune a Foraminiferi planctonici rinvenute nel sapropel S-5 (che corrisponde allo stadio isotopico 5e) indicano le condizioni più calde mai registrate nel Me-

diterraneo Orientale. Le variazioni nella composizione isotopica al passaggio dallo stadio 6 (« glaciale ») al 5 (« interglaciale ») indicano una variazione nella temperatura superficiale di circa 8 °C. Le condizioni climatiche sono cambiate così rapidamente e l'ossigeno disponibile al fondo è diminuito così in fretta che la fauna bentonica non ha potuto adattarsi a condizioni ecologiche in progressivo deterioramento ed è stata interamente distrutta. Il ripopolamento del fondo dopo la stagnazione S-5, una delle più severe del Quaternario, è stato molto lento.

La distanza tra i sapropel S-3, S-4 e S-5 nelle carote e il calcolo delle velocità di sedimentazione suggeriscono una modulazione climatica legata al ciclo astronomico di circa 20 000 anni (precessione degli equinozi) per questi episodi di stagnazione.

(M. B. CITA)

Comunicazioni scientifiche presentate al Convegno

BONFIGLIO L. (*) & VIOLANTI D. (*) - PRIMA SEGNALEZIONE DI TIRRENIANO ED EVOLUZIONE PLEISTOCENICA DEL CAPO PELORO (SICILIA NORD-ORIENTALE)

Questa comunicazione è stata pubblicata nel vol. 6 (1) di questa rivista.

(*) *Istituto di Geologia, Paleontologia e Geografia Fisica, Università degli Studi, Via dei Verdi 75, 98100 Messina.*

CREMASCHI M. (*) - I LOESS DEL PLEISTOCENE SUPERIORE NELL'ITALIA SETTENTRIONALE

I loess del Pleistocene superiore sono ampiamente diffusi in Italia Settentrionale, anche se non raggiungono gli spessori e l'importanza di quelli delle regioni d'oltralpe; essi si trovano lungo tutto il margine alpino, dall'Istria al Piemonte e lungo il piede dell'Appennino. I loess di questo periodo giacciono sui terrazzi e glacis pedemontani del Pleistocene medio ed inferiore, talora ricoprendo loess pedogenizzati più antichi, si addossano ai valli moreniche di glaciazioni precedenti il Würm, si trovano sui plateaux prealpini ed entrano a far parte del riempimento di grotte e ripari del margine alpino (fig. 1).

Nei numerosi affioramenti ormai studiati il loess risulta essere un sedimento moderatamente selezionato, il cui 60-80 % cade tra i diametri 4-8 phi. La sabbia è piuttosto scarsa, se si eccettua il deposito di Copreno.

(*) *Museo di Storia Naturale « L. Spallanzani », Reggio Emilia.*

Non ci sono sensibili differenze tessiturali di rilievo fra i loess alpini ed i loess appenninici, anche se questi ultimi appaiono più fini. La quantità d'argilla varia sensibilmente, fra l'8 ed il 31 %: essa è minima nei loess ancora carbonatati o scarsamente pedogenizzati (fig. 2) ed aumenta sensibilmente in quelli sottoposti a pedogenesi. La composizione dei minerali pesanti, contenuti nella frazione sabbiosa, indica che i loess provengono soprattutto dalle alluvioni di pedemonte (fig. 3) (i sandur proglaciali per il margine alpino, le conoidi pedemontane per il margine appenninico). Alcuni caratteri vettoriali nei depositi (diminuzione del diametro medio delle particelle e dello spessore delle coltri eoliche in funzione della distanza dall'origine, accumuli maggiormente espressi lungo le scarpate sottovento), hanno consentito di ricostruire le direzioni dei venti dominanti che produssero la sedimentazione dei loess. La carta di fig. 1 non è da considerare definitiva, ma esprime una ipotesi possibile in base ai dati oggi disponibili; se confrontata con modelli generali della circolazione atmosferica sulle Alpi durante il periodo glaciale (cf. WASHBURN A. L.) indicherebbe sull'area padana una cella di basse pressioni, tangenzialmente alla quale sarebbero spirati i venti.

È ampiamente riconosciuto che l'ambiente di sedimentazione del loess fosse la steppa, in condizioni climatiche proglaciali aride. Durante l'ultimo periodo glaciale tali condizioni sembrano essersi verificate nell'Italia Settentrionale nell'area pedemontana, al raccordo fra il dominio glaciale o periglaciale della montagna e le foreste di Conifere della pianura. Le aree a loess occupano una sottile fascia pedemontana lungo le prealpi venete ed il pedeappennino emiliano dove si interrompono circa al parallelo di Reggio Emilia. Più ad Occidente il loess ricopre più ampie superfici, indicando così un gradiente di più accentuata continentalità in quella direzione.



FIG. 1 - Distribuzione dei loess del Pleistocene superiore in Italia Settentrionale: 1) limite delle aree coperte da ghiacciai; 2) principali affioramenti di loess; 3) direzioni dei venti dominanti; 4) piccoli affioramenti di loess all'interno delle catene montuose o contenuti in grotte o ripari (dedotto da MANCINI, OROMBELLI, FORNO, CREMASCHI, MAGALDI e RASPI).

Suoli sepolti a carattere isohumico sono conservati soltanto là dove lo spessore del loess è molto rilevante (Monte Moscal - Val Sorda, Collina di Torino). Più frequentemente le coltri di loess würmiano, anche in spessori superiori al metro, si sono depositate in aree pianeggianti a difficile drenaggio, e sono andate soggette ad una pedogenesi postglaciale talvolta a carattere idromorfo che ne ha profondamente e rapidamente mutato i caratteri originari. La presenza di superfici sepolte, evidenziate talvolta da manufatti paleolitici, spesso sottese da fragipans, testimonia tuttavia che la sedimentazione eolica è avvenuta anche in queste aree a più riprese.

La serie del Riparo Tagliente (Verona) documenta due distinti episodi di sedimentazione eolica avvenuti durante il Pleistocene superiore. Il più antico si trova incluso in livelli di occupazione mustertiana e data al Primo Pleniglaciale, precedente l'interstadio Henghelo-Arcy.

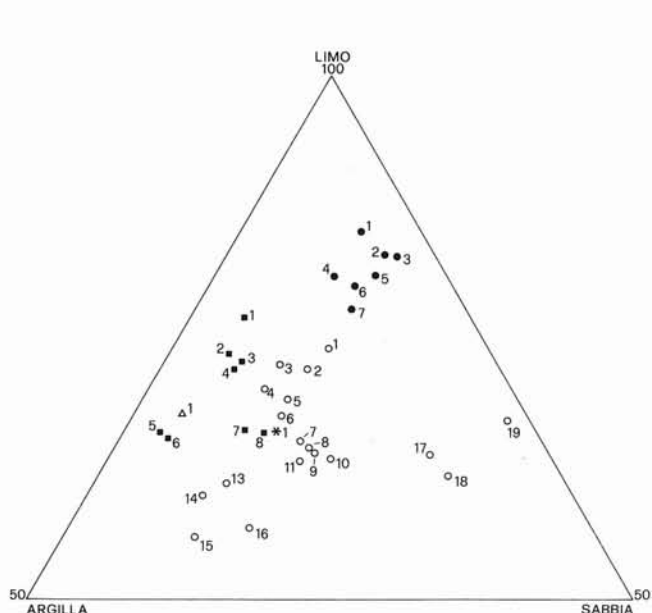


FIG. 2 - Tessitura dei loess del Pleistocene superiore. *Cerchi pieni*: loess carbonatati o debolmente pedogenizzati; 1, Val Sorda; 2, 3, 7, Riparo Tagliente, serie epigravettiana; 4, Cavaion; 5, Copreno; 6, Carpené. *Cerchio vuoto*: loess alpini pedogenizzati; 1, Riparo Mezzena; 2, 5, Serle; 3, 4, Monte Rotondo; 6, 8, 9, Monte Netto; 10, 13, 15, 16, Riparo Tagliente, serie mustertiana; 7, 11, 14, Bagaggera; 17, 18, 19, Ciliverghe. *Asterisco*: loess della pianura milanese; Zorlesco. *Triangolo vuoto*: loess tardiglaciale trentino; Andalo. *Quadrati pieni*: loess pedeappenninici; 1, 2, 3, Boscone (PR); 4, Ghiardo Cave (RE); 5, 6, Villa del Bosco (PC). Intervalli granulometrici: sabbia 2-0,062 mm; limo 0,062-0,002 mm; argilla, inferiore a 0,002 mm.

Esso copre masse di crollo determinati da macrogelivazione e breccie crioclastiche. Nei livelli epigravettiani, la sedimentazione eolica si ripete: il loess ricopre depositi di soliflusso del Secondo Pleniglaciale e continua a sedimentarsi almeno fino al 15 000 b. p.

Negli affioramenti sui terrazzi e sui valli moreniche la distinzione fra i loess del Würm antico da quelli del Würm recente è molto difficile ed è possibile soltanto in presenza di ben determinabili industrie paleolitiche.

La letteratura ha segnalato da tempo loess tardiglaciali al margine prealpino; più recentemente altri sono stati localizzati anche all'interno delle Alpi, sul Bondone, nella Conca di Andalo e presso Fai della Paganella. In base alla industria tardo-epigravettiana che questi loess contengono e a considerazioni di carattere stratigrafico sono stati attribuiti al Dryas III.

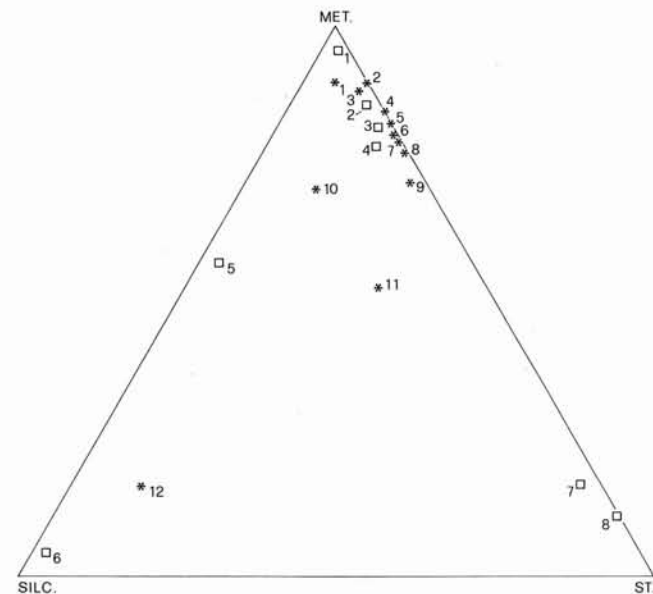


FIG. 3 - Composizione in minerali pesanti di alcuni loess del Pleistocene superiore comparata a quella di alcuni depositi fluviali. *Ai vertici*: MET. = anfiboli, epidoti, stauroliti, distene, cloritoide; SILC. = pirosseni; ST. = zircono, tormalina, ossidi di titanio. *Quadrati*: sedimenti fluviali; 1) pianura mantovana (Casatico); 2) conoidi pedeappenniniche emiliane (Cavriago); 3-6) sedimenti dei fiumi: 3) Po, 4) Secchia, 5) Adige, 6) Bacchiglione; 7) Monte Netto, depositi fluvioglaciali del Pleistocene medio; 8) Bagaggera, depositi fluvioglaciali del Pleistocene medio. *Asterischi*: loess; 1) Riparo Tagliente, serie mustertiana; 2) Ghiardo Cave; 3) Serle; 5) Candia; 6-7) Bagaggera; 8) Ciliverghe; 9) Monte Netto; 10) Riparo Tagliente, serie epigravettiana; 11) Riparo Mezzena; 12) Grotta del Broion.

LECCA L. (*), SCARTEDDU R. (*) & SECHI F. (*) - TESTIMONIANZE DELLE REGRESSIONI DEL PLEISTOCENE SUPERIORE LUNGO LA PIATTAFORMA CONTINENTALE OVEST DELLA SARDEGNA

In seguito al solo studio di traverse sismiche ed ecografiche (Sparker 1 KJ, Uniboom 500J, ecografia 3,5, 16 e 100 KHz) Est-Ovest, sono state riconosciute le

(*) Istituto di Geologia Università di Cagliari.

principali caratteristiche della piattaforma continentale Ovest della Sardegna. Questa si presenta ben differenziata in interna a morfologia irregolare, modellata da fenomeni erosivi subaerei (falesie, ripiani, incisioni fluviali), e in esterna ad andamento pianeggiante, in prevalente sedimentazione. La fascia -135 ÷ -140 m ne costituisce la frontiera. L'intera piattaforma sarebbe da considerare come una composita morfologia elaborata prevalentemente durante il Quaternario.

Mentre le forme erosive e i locali depositi della

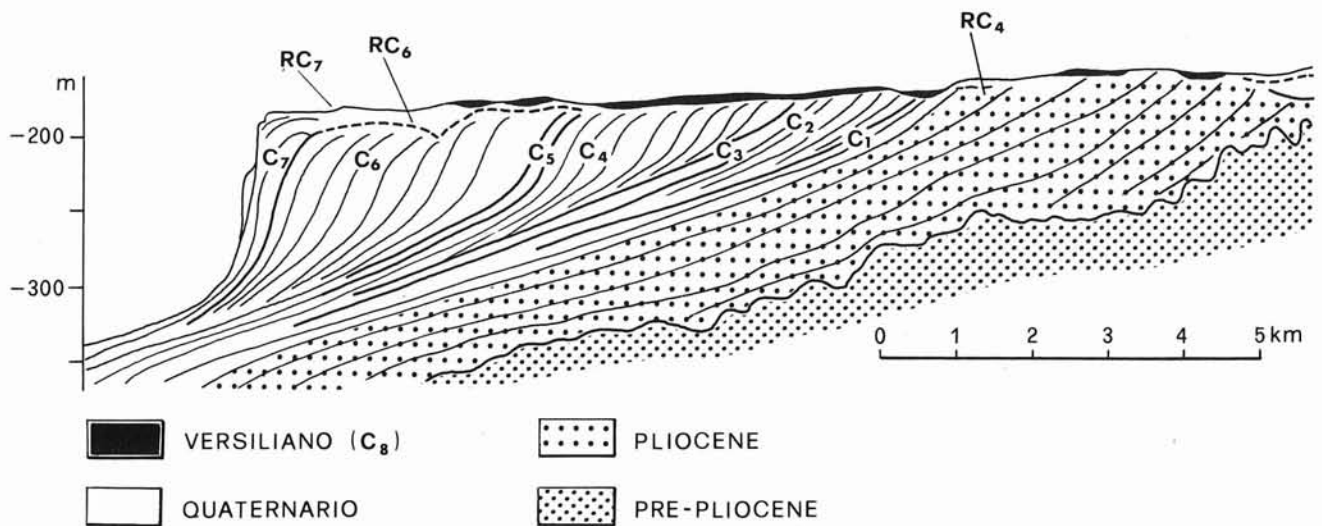


Fig. 1 - Sezione Est-Ovest del «prisma progradante» della piattaforma esterna antistante S. Caterina di Pittinuri. Interpretazione di registrazioni Sparker 1KJ e di ecografie 3,5 KHz. C1, C2, C3, C4, RC4, C5, C6, C7, RC7, C8, episodi di sedimentazione e di erosione del Quaternario; RC7) morfologie erosive della regressione tardo-würmiana; RC6) superficie di erosione della regressione würmiana o del Pleistocene medio; C7 oppure C5) strati del Tirreniano II.

piattaforma interna comportano notevoli difficoltà sia per la loro distinzione che, tanto più, per una ricostruzione della loro successione nel tempo, sotto la piattaforma esterna si individua un corpo sedimentario progradante, concordante con gli strati del Pliocene (*s.l.*) che rappresenta la sedimentazione pressoché continua dell'intero Quaternario.

Lungo l'intera piattaforma Ovest, ed in particolare nel settore meridionale, si osserva che il prisma progradante è costituito da almeno tre fasi di accrescimento (fig. 1) correlabili con altrettante regressioni, separate da « sedimentazioni distali » corrispondenti invece a trasgressioni. Su queste sedimentazioni si osservano superfici di erosione attribuibili a momenti di massima regressione.

Un'analisi di dettaglio è stata effettuata nel settore antistante C. Mannu - C. Marrargiu che appare non influenzato da fenomeni tettonici, di assestamento e morfologici, i cui risultati vengono qui di seguito sinteticamente esposti.

La « piana progradante » (piattaforma esterna) e la fascia di transizione con la piattaforma interna sono interessate da numerose erosioni. Queste morfologie (fale-

sie, ripiani ed incisioni situate tra i -130 ed i -190 m, con dislivelli dell'ordine di $5 \div 15$ m) sono particolarmente frequenti verso i -130 ÷ -150 m (fig. 2) mentre diminuiscono con l'avvicinarsi al bordo della piattaforma (-200 m circa) (fig. 3). Esse interessano sedimenti sia di età quaternaria, appartenenti alle varie fasi progradanti, sia di età pliocenica (fig. 1). Le concavità individuate da queste morfologie erosive sono in genere parzialmente colmate e localmente sepolte da un'ultima sedimentazione attribuibile al Versiliano (fig. 4). Dunque tali forme erosive sono da considerarsi tardo-würmiane. Le profondità alle quali si osservano queste forme pongono il problema del livello del mare raggiunto durante la massima regressione tardo-würmiana. Infatti esse si osservano fino a -180 m e costituiscono una situazione generale per tutta la piattaforma continentale Ovest della Sardegna. Ciò è in evidente contrasto con i valori generalmente accettati per il livello marino regressivo würmiano, segnalato tra i -130 ÷ -140 m. Mentre è possibile che queste erosioni siano avvenute in ambiente subacqueo per azione di correnti, durante la stessa regressione tardo-würmiana con un livello del mare sui -140 m dove sono presenti in maggior numero le principali forme erosive, oppure che l'attuale profondità di

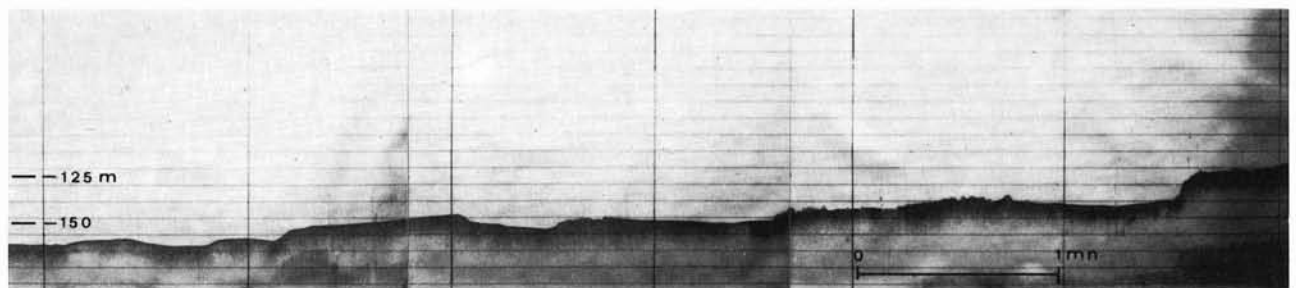


Fig. 2 - Morfologie di erosione tardo-würmiane. Profilo ecografico 3,5 KHz, Est-Ovest, al traverso di Bosa.

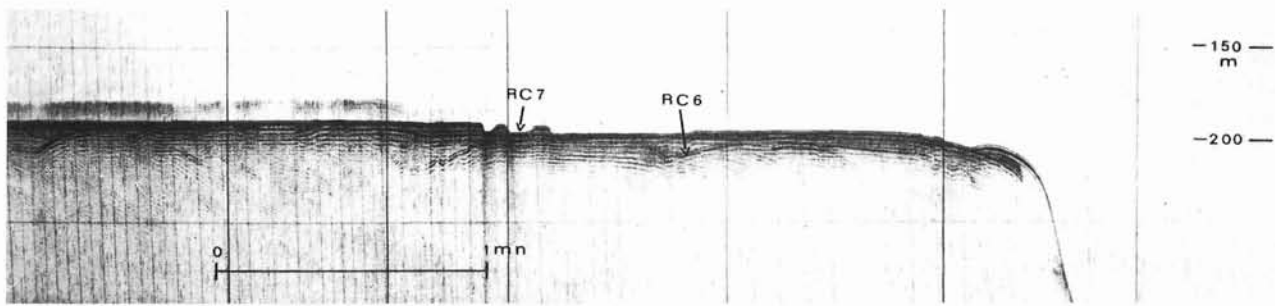


FIG. 3 - Morfologie di erosione tardo-würmiane (RC7) su sedimenti che a loro volta ricoprono un'altra superficie di erosione (RC6) ancora würmiana o del Pleistocene medio. Profilo Uniboom 500 J, Nord-Sud, al traverso di S. Caterina di Pittinuri.

queste morfologie sia comprensiva delle compensazioni isostatiche alla trasgressione versiliana, sembra invece meno probabile la possibilità di una pulsazione regressiva fino ai $-170 \div -190$ m (rispetto all'attuale linea di riva).

L'ultimo accumulo frontale, limitato superiormente dalle suddette erosioni, poggia tramite una superficie di erosione (RC 6) sui sedimenti più antichi. Questa è da mettere in relazione con una importante fase regressiva (almeno 200 m rispetto all'attuale linea di riva) di cui non è possibile stabilirne l'età con precisione non possedendo alcuna campionatura dei sedimenti interessati. Tuttavia sulla base di considerazioni geomorfologiche si può ipotizzare che sia dovuta ad un precedente stadiale del Würm oppure ad una regressione del Pleistocene medio.

Lungo tutta la costa compresa tra C. Mannu e C. Marrargiu, la trasgressione tirreniana è testimoniata da depositi litorali separati al loro interno da almeno

una superficie di erosione. Per i rapporti tra la linea di riva che ospita questi depositi e la piattaforma continentale antistante, si ritiene che la superficie di erosione non rappresenti che una debole pulsazione regressiva e che i depositi appartengano al Tirreniano II (Eutirreniano) in base ai fossili presenti.

Nella fascia costiera della piattaforma interna non si osserva la prosecuzione dei sedimenti tirreniani, evidentemente incisi e parzialmente smantellati durante la regressione würmiana.

L'individuazione degli strati del Tirreniano II nel prisma progradante della piattaforma esterna comporta le stesse incertezze circa l'età della superficie di erosione RC 6, ma questi non possono tuttavia essere spostati di molto verso il basso stratigrafico in quanto non ci sarebbe più spazio per il Pleistocene medio e inferiore, visto che il Pleistocene superiore trova la piattaforma continentale già differenziata in interna ed esterna.

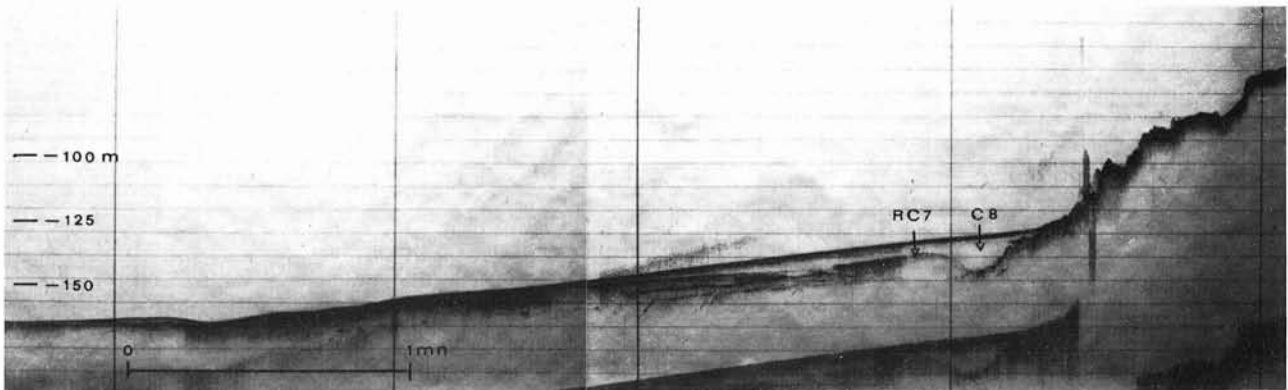


FIG. 4 - Erosione tardo-würmiana ricoperta da sedimenti versiliani. Registrazione ecografica 3,5 KHz, Est-Ovest, al traverso di C. Mannu.

SAURO U. (*), PAGANELLI A. (**), NEGRIOLLI N. (**) & TODARO A. (**) - NOTA PRELIMINARE SU UN DEPOSITO FLUVIOLACUSTRE TARDOWÜRMIANO IN LOCALITÀ GARDA (VERONA) (***)

Aspetti geomorfologici

Nell'inverno del 1979-80 lavori di scavo per la costruzione di un palazzo in prossimità del campo sportivo di Garda (Verona) mettevano in luce un deposito

limoso contenente numerosi residui organici. La sezione presentava: in basso straterelli limosi, localmente intercalati a lenti di sabbia fine, per uno spessore di tre me-

(*) Istituto di Geografia Università di Padova.

(**) Istituto di Botanica Università di Padova.

(***) Ricerca effettuata con un contributo del Ministero della Pubblica Istruzione. Gli aspetti geomorfologici sono stati curati da U. SAURO, mentre quelli palinologici sono a cura di A. PAGANELLI, N. NEGRIOLLI e A. TODARO.

tri, ed alla sommità una copertura colluviale potente sino a circa 1 metro, costituita da detriti di granulometria eterogenea, compresi ciottoli di medie dimensioni. Nell'angolo sud-orientale del settore di scavo risultava sezionato un alveo fossile riempito di materiale alluvionale. Nella sezione meridionale era invece stato messo in luce un dossone roccioso montonato, costituito da calcareniti paleogeniche. Nell'ambito del deposito limoso, interpretabile come una serie fluviolacustre, era ben evidente una discontinuità sedimentologica determinata da una fase erosiva, che ha trovato conferma nel diagramma pollinico. Nel complesso inferiore del deposito limoso, ad una profondità intorno a 2-2,5 m erano presenti numerosi resti vegetali subfossili, tra cui vari ceppi radicati in posto di alberi con diametri del tronco alla base intorno a 10 cm, in un caso di circa 30 cm. La datazione cronologico-assoluta di uno dei tronchi ha permesso di riferire i livelli corrispondenti alla fine del Pleistocene e precisamente a $10\,570 \pm 200$ a. b.p.

L'evoluzione di questo deposito va considerata nel contesto della morfodinamica di questa regione che durante il Pleistocene superiore fu invasa a più riprese dalla lingua glaciale del Garda. La conca di Garda, situata ad Est del lago, ove questo si allarga nel suo settore meridionale, è allungata in senso Est-Ovest per circa 3 km e larga 2 km. Essa è delimitata in parte da rilievi in roccia, in parte da cordoni morenici depositi da un lobo laterale del Ghiacciaio del Garda. Il depo-

sito studiato occupa la parte occidentale della depressione, a circa 600 m dalla costa lacustre e ad una quota di circa 15 m più alta di quella del lago (rispettivamente 65 m s.l.m. e 80 m). Nella conca di Garda si immette da Nord il Torrente Tesina, che nel suo tratto inferiore prende il nome di Gusa, e che nasce circa 4 km più a monte sulle propaggini del Baldo. Dei torrentelli che incidono i fianchi della depressione di Garda il principale è il Torrente Marciaga della lunghezza di circa 1 km. Il fondo della conca è occupato da due grandi corpi alluvionali e precisamente dall'ampia conoide del Torrente Tesina, larga circa 1,5 km e del raggio di circa 1 km, che occupa tutto il settore centrale della conca, e dalla conoide del Torrente Marciaga, del raggio e della larghezza di circa 600 m, situata nel settore Nord-Occidentale. Degna di nota è poi una bassa e piatta dorsale (dorsale del Cimitero di Garda) che si stacca dalle propaggini dei rilievi sudoccidentali (Rocca Vecchia) protendendosi verso Nord-Ovest sin quasi a lambire l'unghia della conoide di Marciaga. Quest'ultimo rilievo sembra essere costituito da una sottile morena poggiate su un dorso sepolto in roccia. La piana in cui è stato praticato lo scavo è racchiusa proprio fra le due conoidi e la dorsale morenica e potrebbe quindi aver rappresentato un bacino di sedimentazione di tipo fluviolacustre, individuatosi per uno « sbarramento » del Tesina da parte della conoide del Torrente Marciaga, la cui unghia sarebbe venuta in contatto con la dorsale del Cimitero.

Considerando i rapporti reciproci fra le diverse forme di deposito del fondo della conca ed i caratteri della sezione esaminata si può abbozzare il seguente schema evolutivo:

- deposizione della morena del Cimitero, durante il ritiro del lobo glaciale insinuato nella conca;
- importante fase erosiva nei bacini torrentizi, con notevole accrescimento delle conoidi e fenomeno di sbarramento del Torrente Tesina ad opera della conoide del Torrente Marciaga;
- deposizione di una serie fluviolacustre a partire da almeno 11 000 a. b.p.;
- stabilizzazione dei versanti delle conoidi mentre il Torrente Tesina incide la soglia dello « sbarramento », erodendo parte della serie fluviolacustre ed incassando in essa il suo alveo;
- nuova importante fase di erosione sui versanti, probabilmente determinata dal disboscamento e dalle pratiche agrarie di epoca protostorica, conseguente accrescimento delle conoidi e nuovo episodio di sbarramento con deposizione di limi e sabbie;
- infine il colluvium grossolano proveniente dalle superfici delle conoidi e mobilitato in seguito alle pratiche agrarie, che sigilla i depositi limosi.

Aspetti palinologici

La colonna stratigrafica sulla quale sono state eseguite le analisi polliniche ha uno spessore di 300 cm. Essa risulta costituita per i primi 50 cm da terreno colluviale (non analizzato), dopodiché si assiste ad un alternarsi di livelli con sabbia argillosa e limosa, limo argilloso e argilla limosa, come si può osservare in fig. 1.

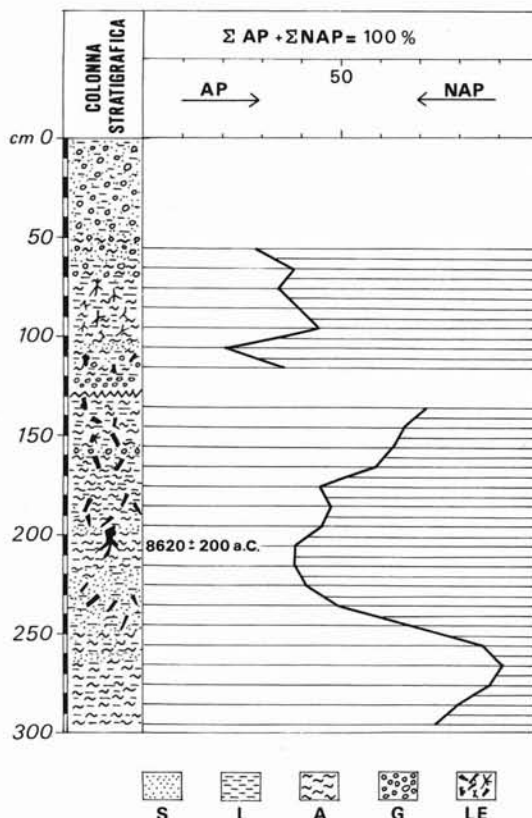


FIG. 1 - Colonna stratigrafica ed andamento pollinico delle piante arboree ed arbustacee (AP) e delle piante erbacee (NAP). S) sabbia; L) limo; A) argilla; G) ghiaia; LE) pezzi di legno.

Riteniamo opportuno mettere subito in evidenza alcuni aspetti salienti della colonna stratigrafica e cioè:

— il livello 120-130 cm presentava una superficie di erosione (*stone-line*) completamente sterile dal punto di vista palinologico;

— nel livello 200-210 cm è stato rinvenuto un resto di legno provvisto di un debole apparato radicale e ancora in posizione di crescita (quindi non fluitato), la cui radiodatazione ha fornito un'età (C.R.A.D. di Udine, campione UD-119) di $10\,570 \pm 200$ b.p., vale a dire $8\,620 \pm 200$ a. C.;

— in alcuni livelli sono stati rinvenuti legni fluitati la cui determinazione istologica è in corso da parte del prof. P. GIULINI.

Per quanto riguarda i risultati delle analisi polliniche, riportiamo in fig. 1 soltanto le percentuali dei pollini di piante arboree ed arbustacee (AP) e di piante erbacee (NAP), rimandando i risultati definitivi ad un prossimo lavoro più dettagliato.

Il diagramma pollinico risulta distinto in due parti: la parte più antica che va da 130 cm a 300 cm e la parte più recente compresa tra 50 cm e 120 cm.

Passando a descrivere la parte più antica (120-300 cm) possiamo distinguere due fasi in cui c'è dominanza di AP, intervallate da un'altra fase con un incremento notevole delle NAP, incremento che cade all'incirca in corrispondenza del livello radiodatato.

La datazione assoluta infatti inquadra il livello, 200-210 cm nel periodo a « Dryas recente », in quel periodo cioè compreso tra 8 800 e 8 200 a. C., in cui vi è stata una recrudescenza climatica fredda.

L'incremento presentato dalle AP negli strati più profondi deve essere interpretato come una fase climatica calda da correlare con l'oscillazione climatica di Alleröd, mentre il successivo incremento è da correlarsi con il Preboreale.

Inoltre queste tre oscillazioni climatiche vengono anche messe in evidenza, partendo dai livelli più antichi, prima da un incremento di entità forestali termofile, quali i componenti del Quercetum Mixtum, a cui fa seguito un periodo freddo ed arido (Dryas recente) con una riduzione delle percentuali del Querceto ed un aumento di entità fredde quali *Betula nana* e di piante steppiche quali *Artemisia* e *Chenopodiaceae*.

Nella successiva fase di miglioramento climatico — che rappresenta, secondo noi, il passaggio dal Tardiglaciale al Postglaciale — si nota un notevole processo di riforestazione con un marcato incremento del Querceto Misto, in cui domina *Quercus* sia con le specie *robur* L. che con la specie *pubescens* WILLD., insieme a basse percentuali di *Quercus ilex* L.

Degna di nota è la presenza, tra i Pini, di *Pinus mugo* TURRA e di *Pinus cembra* L. sempre presenti in tutti i livelli; *Pinus sylvestris* L. però prevale, in linea di massima, sempre.

I livelli più superficiali (da 120 cm a 50 cm) corrispondono invece ad una storia climatico-forestale molto recente, in cui è evidente anche l'attività antropica, messa in evidenza sia dall'azione disboscatrice (abbassamento della curva delle AP), sia perché in questi livelli sono stati riscontrati pollini che mettono in risalto una agricoltura non più rudimentale bensì evoluta: sono stati infatti rinvenuti pollini di *Vitis*, *Olea*, *Juglans*, *Castanea* e pollini di *Cerealia* (tipo *Secale* e tipo *Avena*).

La presenza anche di polline di *Fagus* in questi livelli, unitamente ai pollini indicanti la presenza dell'Uomo, permette di collocare i livelli più superficiali nel Subatlantico, caratterizzato da una maggiore umidità dell'aria e da temperature più basse.

Il quadro della vegetazione di Garda rappresenta un ulteriore contributo alla conoscenza di questa zona ed integra i risultati delle precedenti analisi polliniche che sono state eseguite nel territorio benacense.