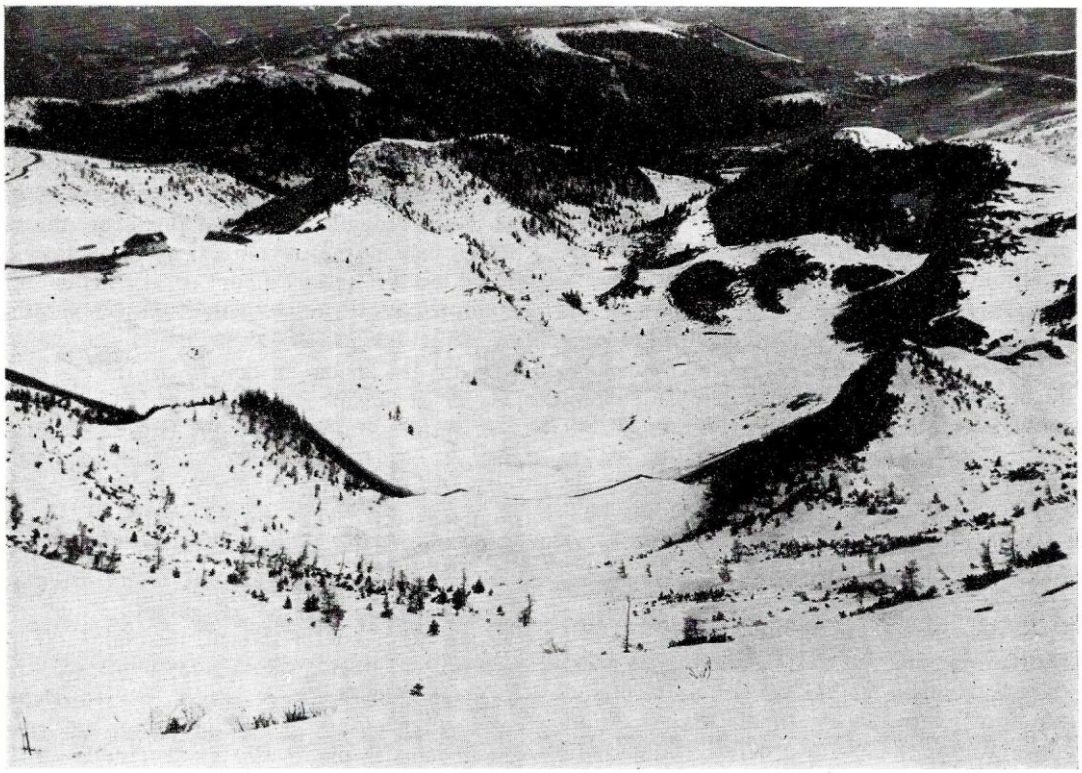


Forme a circo nel versante nord-occidentale del M. Grappa. (foto Sauro)

UGO MATTANA (*)

Glacialismo e fenomeni periglaciali nel territorio delle Prealpi venete

Le Prealpi venete costituiscono un ambiente di grande varietà di forme, nel quale, alle complicate strutture a falde di ricoprimento tipiche di gran parte della catena alpina, si sostituisce il motivo tettonicamente più semplice delle pieghe, pieghe-faglie, pieghe a ginocchio.

Estese dal solco banacense alla valle del T. Cellina, le Prealpi venete si presentano nettamente distinte dalla zona alpina, per la presenza di ampie valli longitudinali (alta Valsugana, Val Belluna); ma il loro insieme risulta scomposto in vari gruppi montuosi da profondi e stretti solchi trasversali attraverso i quali i principali fiumi veneti (Adige, Brenta, Piave) protendono i loro vasti ba-

(*) Istituto di Geografia dell'Università di Padova.

Questa relazione riassume alcuni problemi generali. Sono in corso ricerche su singole aree col contributo finanziario del C.N.R.

cini montani nel cuore della catena alpina. Altre valli trasversali, meno profonde, legate alla idrografia prealpina contribuiscono all'ulteriore frazionamento del rilievo, che, nelle zone più elevate, conserva tuttavia le tracce di antiche superfici di spianamento. Fra valle e valle, frequenti sono le zone di altipiano, ma non mancano le creste, i dossi, le cupole, legati alle ultime fasi del sollevamento alpino che fu diverso da luogo a luogo.

Ai fini della nostra panoramica sul glacialismo, ciò che più serve considerare sono le condizioni climatiche che interessarono la zona delle Prealpi nel periodo pleistocenico dell'Era Quaternaria.

Il clima attuale delle Prealpi può essere considerato come clima di transizione tra quello marittimo e quello continentale. Ma la varietà nella distribuzione dei valori termici, dovuta alla situazione altimetrica e orografica, ha portato gli studiosi a distinguere diverse sottozone. Toniolo già nel 1914 distingueva una *sottozona montana,* all'interno dei solchi vallivi precedentemente citati, con inverni assai lunghi, escursione annua abbastanza elevata e caratteristiche che si avvicinano a quelle del clima continentale alpino; e una *sottozona pedemontana* (dell'olivo) con inverni miti, estati calde, escursioni annue meno accentuate e primavera precoce.

Più uniforme è invece la distribuzione delle precipitazioni con valori piuttosto elevati, massimi nelle stagioni intermedie e minimi in inverno e in estate.

Questo clima potrebbe quindi essere definito come sublitoraneo di transizione a tendenza continentale.

Ma tali condizioni climatiche non furono costanti nel corso del Pleistocene, durante il quale si verificarono invece notevoli variazioni con oscillazioni periodiche fra un regime mediterraneo e uno fresco e umido, tendente al medio-europeo.

Nei periodi a clima fresco e umido, le precipitazioni furono abbondanti e prevalentemente nevose anche su rilievi a modesta elevazione.

Il limite climatico delle nevi persistenti che oggi, nelle Alpi Orientali, si pone intorno ai 2500-2600 m, fu di molto inferiore.

Ne derivò la grande espansione della zona nivale, con coltri ghiacciate estese e potenti e la discesa verso valle di enormi fiumane di ghiaccio. Ad ogni periodo freddo, glaciale, fece seguito un periodo caldo, interglaciale durante il quale i ghiacci si sciolsero e si accelerò il processo di formazione dei paleosuoli.

Tali pulsazioni climatiche, ripetutesi quattro volte secondo le ipotesi più accreditate, determinarono altrettante glaciazioni che prendono il nome da alcuni corsi d'acqua del versante settentrionale delle Alpi: Günz, Mindel, Riss, Würm.

Ogni glaciazione è caratterizzata da una fase di espansione detta anaglaciale, da un maximum, e da una fase di ritiro detta cataglaciale.

Anche le Prealpi venete, le cui vette superano spesso i 2000 m, furono almeno in parte interessate dal fenomeno glaciale.

I grandi ghiacciai alpini (Adige-Brenta, Piave e, più ad est, Tagliamento), alimentati da ampi bacini interni, incanalavano le loro potenti lingue, talora anastomosate, lungo i solchi vallivi preesistenti, e in qualche caso, oltrepassata la fascia prealpina, raggiungevano il piano allo sbocco delle valli, dove espansero la loro fronte e abbandonarono apparati morenici piú o meno evidenti e regolari.

D'altra parte la scarsa elevazione del limite delle nevi creava anche nelle giogaie prealpine le condizioni favorevoli allo sviluppo di ghiacciai locali che pur nei limiti delle loro modeste dimensioni, hanno lasciato tracce inconfondibili della loro presenza.

Liberi dalla coltre di ghiaccio rimanevano quindi solo le creste isolate più elevate e i versanti meridionali, sui quali avevano pieno sviluppo i processi morfodinamici periglaciali.

Riassumendo, il problema del glacialismo nelle Prealpi si compone di questi tre aspetti:

1) ghiacciai alpini;

2) ghiacciai locali;

3) zone emerse e relativi fenomeni periglaciali.

Nell'esaminare questi aspetti, sarà la glaciazione Würm, la più recente, quella a cui faremo prevalentemente riferimento, dato che di essa si conservano le testimonianze più sicure ed abbondanti e quindi più facile

diventa qualsiasi tentativo di ricostruzione paleogeografica (*).

Nella zona prealpina le tracce delle glaciazioni precedenti sono scarse anche per la diffusione dell'erosione carsica che ha cancellato gran parte delle forme glaciali prewürmiane.

Ghiacciai alpini

I ghiacciai alpini che interessarono le principali valli della zona prealpina veneta, possono essere raggruppati in due grandi sistemi: il sistema atesino e il sistema plavense.

Ad Occidente, il grande ghiacciaio atesino era alimentato dagli apporti di un vasto bacino montano e defluiva verso il piano lungo il solco trasversale della valle dell'Adige. All'altezza di Trento i più alti erratici würmiani rinvenuti testimoniano per questa glaciazione una superficie del ghiacciaio a 1600 metri s.l.m. e uno spessore valutabile sui 1500 m.

La sua notevole potenza, unitamente ad altri fattori, determinò una serie di trasfluenze e il relativo travaso in altre valli di parti considerevoli della sua massa. Infatti, sia a causa di una probabile spinta prodotta dalla confluenza del ghiacciaio dell'Avisio, sia a causa del restringimento dell'alveo lungo la valle Lagarina che ne ostacolava la discesa, la massa glaciale trasfluì attraverso la depressione Terlago-Vezzano. L'importante ramo che ne derivò, ricevuto l'apporto notevole del ghiacciaio del Sarca, invase la conca benacense, raggiungendo il piano in cui depositò l'anfiteatro morenico del Garda.

Sulla sinistra idrografica, altre due trasfluenze, attraverso la sella di Civezzano e la valle di Vigolo-Vattaro, davano origine al ghiacciaio della Valsugana. Da questi rami inoltre, attraverso la sella di Carbonare e quella di Monterover, traeva origine il glacialismo alpino della Val d'Assa e della Valle dell'Astico nella quale è conservato l'anfiteatro di Cogollo.

Infine, il ramo defluente lungo la valle Lagarina, cioè lungo l'asse vallivo idrografico, ulteriormente diminuito per un nuovo deflusso verso la depressione di Loppio, si arrestava prima dello sbocco in pianura costruendo nella zona di Rivoli un tipico anfiteatro morenico, che pur nel suo modesto sviluppo è un esempio didattico.

Nel quadro di questo glacialismo alpino non vanno dimenticati i numerosi rami insinuati nelle valli laterali. Fra tutti, la valle di Ledro è la più nota per le morene insinuate che sbarrarono il deflusso delle acque locali dando origine ad un ampio lago; altri esempi sono dati dalle valli di Terragnòlo, Vallarsa e Val di Ronchi le cui testate erano interessate da ghiacciai locali sovrapponentisi alla massa atesina.

Ad Oriente, il ghiacciaio del Piave che traeva origine dalle montagne dolomitiche, subiva nella zona di Ponte nelle Alpi, una diffluenza, da cui prendevano origine un ramo maggiore con direzione ovest, ed un secondo con direzione sud. Il primo si espandeva nell'ampia conca bellunese-feltrina a formare una sorta di vasto bacino glaciale, la cui appendice, ormai indebolita, costruí nel Würm il piccolo anfiteatro entrovallivo di Quero. Il ramo meridiano, espanso dapprima nella conca dell'Alpago, defluiva lungo la valle Lapisina e raggiungeva la pianura a Vittorio Veneto, dove formò l'anfiteatro omonimo.

Una diramazione laterale a monte di Vittorio Veneto, diede origine nella Valle del Soligo al piccolo anfiteatro würmiano di Gai.

Sembra inoltre accertato che varie trasfluenze o allacciamenti si verificassero tra il ramo bellunese e il ramo del Soligo.

Infine una importante anastomosi collegava il glacialismo atesino con quello plavense attraverso la depressione di Fonzaso. La presenza nell'anfiteatro di Quero di materiali allogeni provenienti dai bacini di Valsugana e Cismon, indica per questa anastomosi un deflusso da ovest.

I ghiacciai alpini hanno dunque subito fasi alterne di avanzata e ritiro. Ma fu durante lunghi periodi di stasi che le loro fronti, piú o meno espanse, ebbero modo di costruire per deposizione terminale i noti anfiteatri morenici; questi, a causa della disposizione ad archi concentrici di dolci colline a modesta elevazione, furono le prime forme glaciali che colpirono, nei casi più tipici, l'attenzione degli osservatori e degli studiosi.

(*) Per la zona alpina una ricostruzione di particolare interesse è stata fornita da B. CASTIGLIONI nella tavola «*L'Italia nell'età quaternaria*» dell'«*Atlante Fisico Economico d'Italia*» pubblicato dal T.C.I. nel 1940.

Gli anfiteatri della regione prealpina veneta conservati e, almeno in parte, risparmiati dallo smantellamento erosivo, sono, come abbiamo visto, quelli del Garda, di Rivoli, di Cogollo in Val d'Astico, di Quero, di Gai in Valmarino e di Vittorio Veneto. Di questi, solo il primo e l'ultimo risultano sviluppati nel piano; gli altri figurano ristretti nelle rispettive valli. Dei due, giustamente più famoso quello gardense, sia per l'entità delle sue dimensioni (80 km di contorno esterno e un'area di centinaia di kmq), sia perché la storia delle ricerche sulla sua genesi e sulla sua evoluzione quasi si identifica con i progressi delle conoscenze sul glacialismo del versante meridionale delle Alpi.

La disputa fra gli studiosi sul numero e l'espansione delle glaciazioni ben si rispecchia infatti nella controversia sulla attribuzione e sulla delimitazione delle cerchie e dei depositi gardensi.

Posto inevitabilmente sulla via di chi percorre la strada del pedemonte, l'anfiteatro gardense attirò già nel 1786 l'attenzione del GOETHE, che trasferendosi dal lago a Verona annotò come in questa zona le acque antiche dovessero avere agito in correnti immense, le une contro le altre fino a costruire un colossale argine di ciottoli.

Piuttosto faticoso lo sviluppo delle ricerche nel secolo scorso. Si pensò dapprima ad un'unica glaciazione estesa fino al mare o variamente espansa nella pianura.

Poi col TARAMELLI ed altri si parlò di due glaciazioni. Ma un notevole chiarimento venne dal PENCK che a sostegno della sua ipotesi di tre distinte glaciazioni, organizzò nel 1894 una escursione alle morene gardensi che in base al loro stato di conservazione e di decalcificazione furono suddivise in tre formazioni indicate con le lettere X, Y, Z; X comprendeva le cerchie esterne più antiche; Z le più interne verso il lago, formate da morene fresche.

Ancora il PENCK, qualche anno dopo, sulla base delle ricerche nel versante settentrionale delle Alpi, portò a quattro il numero delle glaciazioni. La sistemazione delle morene gardensi, in accordo con la nuova visione, apparve nel 1909 nella fondamentale opera di PENCK e BRÜCKNER «Le Alpi nell'età glaciale».

In essa le formazioni più esterne (X) furono sdoppiate in Günz e Mindel, la formazione Y fu il Riss, la Z, cioè gran parte dell'anfiteatro, fu il Würm.

Il Würm fu infatti citato dai vecchi autori come l'epoca degli anfiteatri morenici.

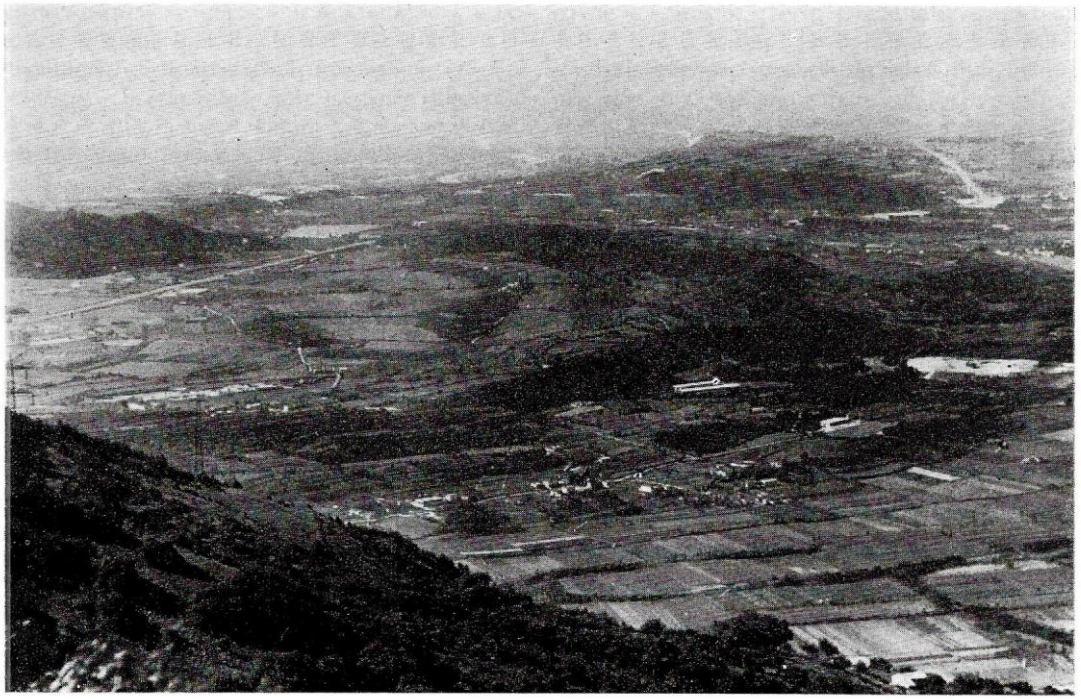
Non fu d'accordo il COZZAGLIO, che nel 1934 tende a sdoppiare la formazione Z, più interna, in Riss e Würm e indica molte cerchie come morenico fresco würmiano, sovrapposto al Riss. L'espansione würmiana si estenderebbe cioè fugace ma vasta sui depositi preesistenti. Sergio VENZO in varie occasioni e da ultimo nel 1969, nega questa sovrapposizione, asserendo che «la cerchia rissiana... non potè mai essere superata dal ghiacciaio würmiano che l'avrebbe esarata e smantellata»; limita quindi il Würm al tratto interno verso il lago ed attribuisce al Riss la massima cerchia conservata dell'anfiteatro, la quale, dilavata dall'antico paleosuolo lascia scorgere le morene fresche erroneamente attribuite in precedenza al Würm.

Ma la disputa non sembra esaurita: in diverse pubblicazioni apparse nel 1965, nel 1969 e ancora nel 1972 HABBE riporta il limite della fronte würmiana piú all'esterno, senza tuttavia ritornare sulle posizioni del Penck che finora aveva fatto testo per gli studiosi d'oltralpe.

A pochi km. dal Garda, il piccolo ma regolare anfiteatro di Rivoli. Cozzaglio, in modo piuttosto pittoresco, imputa la sproporzione fra i due apparati alla trasfluenza di Terlago che assegnava al ramo gardense più ghiacci che acqua e al ramo dell'Adige più acqua che ghiaccio. La modesta soglia rocciosa di Terlago avrebbe cioè costituito un valido ostacolo solo per le acque subglaciali e ciò spiegherebbe il contrasto fra le quantità dei depositi fluvio-glaciali che è notevole a valle di Rivoli, ma scarsa a valle del Garda.

Meno studiati gli altri anfiteatri prealpini, sia perché meno tipici, sia perché meno importanti ai fini delle conoscenze sul glacialismo.

Qualche considerazione particolare va fatta per la Valsugana. Giorgio DAL PIAZ ci descrive alcuni avanzi morenici prewürmiani presso Bassano. Ma la Bassa Valle del Brenta rimane l'unico grande solco prealpino nel quale non siano stati finora rinvenuti avanzi di morene e tanto meno apparati frontali di età würmiana. Questo dato di fatto ha indotto gli studiosi a ritenere che il ghiacciaio



Anfiteatro di Rivoli dal versante meridionale del M. Baldo. Le cerchie moreniche risaltano per la fitta copertura boschiva. (foto Sauro)

del Brenta, durante questa fase, non sia mai giunto alla pianura, ma si arrestasse entro l'angusta valle. Sulla base di considerazioni d'insieme, il Trevisan, nella sua ricostruzione, pone la fronte poco a monte di Valstagna.

Se gli anfiteatri sono le forme glaciali più vistose, non meno interessanti risultano le altre forme entrovallive sia di deposito, sia di esarazione: il modellamento ad U delle valli principali (Adige, Brenta, Piave) con sovraescavazione e successivo alluvionamento del fondo; le rocce montonate e levigate: per esempio nella zona di Nago, nella zona di Terlago e nella bassa Val d'Adige; le marmitte dei giganti di Torbole; i terrazzi in roccia dislocati sui versanti ad altezze diverse; le placche moreniche, distribuite sui versanti principali o talora insinuate nelle valli laterali, le marocche, tipiche quelle di Dro e Pietramurata, di Marco, di Vedana, di Fadalto.

La ricostruzione del limite delle nevi persistenti durante le glaciazioni, può presentarsi come problema relativamente semplice per i ghiacciai di modeste dimensioni, come i ghiacciai locali. Più difficile invece per i grandi ghiacciai alpini per i quali le stesse dimensioni, l'espansone nel piano e le trasfluenze possono falsare i risultati della ricerca. Tuttavia il limite delle nevi würmiano per la zona alpina è stato posto da PENCK ad una altitudine di 1200 metri inferiore al limite attuale, con un parallelismo tra i due ricorrente quasi ovunque nella catena alpina.

I fattori precipitazioni e temperatura, considerati come cause immediate delle glaciazioni, sono valutati in modo diverso dagli autori. In posizioni estreme, ad esempio il PENCK che considera determinante l'abbassamento della temperatura, e il SIMPSON che attribuisce massima importanza all'aumento delle precipitazioni.

Il TREVISAN, in una pubblicazione sui limiti nivali attuali e würmiani, approfondisce il problema e cerca di tradurre quantitativamente l'entità delle variazioni di tali fattori. In base ai dati climatici sui ghiacciai attuali l'Autore ritiene che l'abbassamento di 1200 metri del limite würmiano rispetto all'attuale e il loro parallelismo si possono spiegare solamente con una diminuzione della temperatura media estiva di 6° C e un contempora-

neo aumento delle precipitazioni di circa 1400 mm. annui.

In questo calcolo si tiene conto della temperatura media estiva perché sul bilancio di un ghiacciaio influisce specialmente la quantità della ablazione.

Ciò non implica, aggiunge il TREVISAN, che il Würm possa considerarsi come periodo di clima freddo; meglio sarebbe definirlo periodo di clima più oceanico dell'attuale, nel quale la temperatura media annua potrebbe anche essere stata simile all'attuale.

Ghiacciai locali

Al sopraggiungere delle fasi glaciali, l'abbassamento del limite delle nevi determinava l'inclusione nella zona nivale di un numero sempre maggiore di rilievi, ed anche nelle Prealpi si crearono le condizioni per la formazione di ghiacciai. Le tracce di morfologia glaciale relative al Würm sono abbastanza abbondanti; più scarse ed incerte invece quelle relative alle glaciazioni precedenti.

Le conoscenze sul glacialismo locale non sono così approfondite come quelle sul glacialismo alpino. Tuttavia le ricerche finora compiute hanno permesso talvolta ricostruzioni precise e il limite delle nevi würmiano, al quale si fa riferimento, è stato stabilito per quasi tutti i gruppi prealpini.

La catena del Baldo fu studiata da PASA (1940) e da CORRÀ (1971).

Le forme principali descritte sono i circhi del versante occidentale, allineati in numero di sette lungo l'asse orografico principale: compresi tra q. 2000 e q. 2200, risultano sospesi sul ripidissimo versante strutturale che sovrasta la conca benacense. A causa della ripidità del versante, mancano quasi completamente le morene. Il limite delle nevi è posto da PASA e da PENCK alla quota di 1700 m.

Ancora PASA ha stabilito per i Lessini un limite climatico alla quota di circa 1500 metri. In una recente pubblicazione, SAURO (1973) ha stabilito come i Lessini ospitassero alcuni ghiacciai autonomi diretti sia verso nord sia verso sud i cui limiti orografici erano rispettivamente a q. 1.450 e 1.570; valori che concordano con quello stabilito da PASA per il limite climatico. I ghiacciai del versante settentrionale finivano col fondersi con i rami insinuati del ghiacciaio atesino. SAURO fa inoltre osservare come la probabile notevole estensione dei ghiacciai contrasti con la la scarsità di forme glaciali tipiche, fatto che si spiega con la particolare sensibilità alla gelivazione e al crosoliflusso dei tipi litologici presenti.

Per la conca di Recoaro, PENCK e BRÜCKNER pongono il limite delle nevi a q. 1400.

Per la ragione del Pasubio, BEVILACQUA pone il limite orografico per i versanti rivolti a sud e a sud-est a q. 1.450 e a 1.350 per i versanti a nord; e fa notare come, anche in questo caso, i ghiacciai diretti verso nord si confusero con la massa atesina insinuata.

Gli aspetti del glacialismo della zona di Folgaria e Tonezza e dei suoi rapporti col glacialismo atesino sono stati recentemente approfonditi da BARTOLOMEI.

Sui ghiacciai dell'altopiano di Asiago le conoscenze erano piuttosto scarse finché il TREVISAN non ci diede la sua ricostruzione della glaciazione würmiana. Egli pone il limite climatico a q. 1.450, abbastanza più basso di quelli ammessi precedentemente dal BRÜCKNER e dallo SCHWINNER. Questo valore risulta dalla media fra il limite orografico di 1.425 calcolato per il versante nord e quello di 1.475 calcolato per il versante sud. Differenza di 50 m. invero modesta ammette il TREVISAN, se si pensa alla esposizione, ma giustificata d'altronde se si tiene conto dello scarto dei valori delle precipitazioni nei due versanti. Insomma la minore insolazione del versante settentrionale sarebbe compensata dalle maggiori precipitazioni dei versanti meridionali. È noto infatti che il rilievo prealpino funge da condensatore e determina un aumento delle precipitazioni sui versanti meridionali; e d'altra parte è noto come il limite delle nevi si innalzi procedendo verso le zone piú interne della catena alpina.

Il TREVISAN ci parla inoltre di una glaciazione prewürmiana anche nelle parti più basse dell'altopiano, a sud di Asiago, alimentata, oltre che dai ghiacciai locali anche dalla massa atesina, come testimoniano i porfidi querziferi rinvenuti.

Modeste le forme glaciali nel Gruppo del Monte Grappa. Si tratta di forme a circo prevalentemente rivolte ad W e a N. Anche la letteratura in proposito è scarsa. Se ne sono occupati il KLEBESBERG e Bruno CASTIGLIONI che, sulla base di osservazioni inedite, comunicò al TREVISAN un valore del limite climatico compreso tra 1500 e 1600 metri. Il

limite climatico posto dal KLEBESBERG è invece a 1400 m. Ancora B. CASTIGLIONI ci dà il valore di 1350 per il limite climatico del Col Visentin, nel cui versante Nord Occidentale sono stati osservati alcuni circhi e cordoni morenici.

G. B. CASTIGLIONI, trattando delle forme del carsismo superficiale sull'altipiano del Cansiglio, riferisce sui depositi morenici del ghiacciaio di Valmenera, per mezzo dei quali ha stabilito a q. 1400 ca. il limite delle nevi per il versante occidentale del Gruppo del Cavallo. È presumibile quindi, afferma l'Autore, che estesi tratti degli altipiani che circondano il bacino carsico del Cansiglio fossero coperti da nevi permanenti.

Infine per l'intero gruppo del Cavallo la FUCHS ci dà un limite climatico di 1350 m. I ghiacciai locali hanno scavato circhi nella zona sommitale del M. Cavallo; ma le lingue glaciali avrebbero raggiunto il Piano del Cavallo e non quello del Cansiglio. La FUCHS riporta anche la datazione assoluta effettuata col metodo del C 14 su un legno da lei rinvenuto in Val Caltea, in un deposito lacustre ricoperto da materiali morenici. Il valore di 29000 anni, fa riferire la formazione del lago ad un interstadiale precedente il massimo würmiano e denominato «interstadiale di Caltea». Si tratta della prima datazione assoluta di un interstadiale nelle Alpi meridionali.

Infine i ghiacciai dei monti dell'Alpago, i cui rapporti col glacialismo plavense nella fase di ritiro non sono stati ancora del tutto chiariti: il ghiacciaio del Piave si espandeva nella conca dell'Alpago fino a q. 1150, ma depositi dei ghiacciai locali sono stati rinvenuti a quote inferiori.

Confrontando le quote raggiunte dal limite delle nevi nei vari gruppi montuosi possiamo notare livelli relativamente bassi nel gruppo del Cavallo, del Visentin, e nella Conca di Recoaro: essi sarebbero dovuti alla elevata media annuale delle precipitazioni meteorologiche di queste regioni, mentre il livello di 1700 m sul Monte Baldo, sarebbe imputabile ad una maggiore aridità. Possiamo cioè estendere a tutta la fascia prealpina quelle considerazioni espresse dal TREVISAN per i versanti dell'Altopiano di Asiago.

È noto d'altra parte l'esempio classico del confronto fra le Alpi Venoste e il Monte Pollino nell'Appennino meridionale; per entrambi i gruppi, i rispettivi limiti delle nevi würmiani (e quindi probabilmente anche attuali) sono stati posti allo stesso livello. Essendoci fra essi uno scarto di 6° fra i valori delle temperature medie estive, se ne deduce che le maggiori precipitazioni del M. Pollino compensano la maggiore temperatura.

Dalla constatazione dei bassi livelli raggiunti dal limite delle nevi, si può presumere che, nelle Prealpi, vaste aree fossero coperte da nevi perenni: eppure la relativa scarsità delle forme glaciali sia di esarazione, sia di deposito, contrasta con l'estensione della zona nivale. La causa va ricercata con ogni probabilità nella natura litologica delle formazioni prealpine, prevalentemente calcaree. Infatti sui calcari marnosi (tipo Biancone e Scaglia) hanno agito intensamente le azioni crioclastiche, e d'altra parte nei calcari più puri la giacitura e la fessurazione hanno spesso favorito lo sviluppo del fenomeno carsico. Questi processi hanno senz'altro contribuito nel Postglaciale a sfumare o addirittura a cancellare la precedente morfologia glaciale.

Zone emerse e relativi fenomeni periglaciali

Il sistema di erosione periglaciale rappresenta l'insieme dei processi morfodinamici legati al gelo discontinuo ma non essendo tali processi necessariamente condizionati alla vicinanza dei ghiacciai, alcuni autori che recentemente hanno dato notevole sviluppo alle ricerche in questo settore, hanno proposto la sostituzione del termine periglaciale, che evoca la presenza dei ghiacciai, con altri più appropriati: GUILLEN e CAPELLO ad es. suggeriscono il termine crionivale. Si sottolinea così il ruolo importante svolto dal gelo, che agisce in modo discontinuo e senza che permanga sul suolo una copertura costante di ghiaccio, e si sottolinea insieme l'azione morfologica della neve.

Questi processi crionivali si svolgono nel dominio delle alte latitudini o in quello delle alte altitudini; sempre comunque al di sopra del limite del bosco e ancor più là dove scompare anche il rivestimento erboso.

Per le Alpi questa è attualmente la zona della prateria e delle creste.

Il clima come fattore determinante di questo sistema di erosione deve essere considerato sia sotto l'aspetto temperatura, sia sotto l'aspetto umidità: infatti da un lato le

variazioni di temperatura devono essere tali da permettere il cambiamento di stato fisico dell'acqua; dall'altro l'apporto d'acqua deve essere tale da permettere alle rocce di superare dei tenori critici legati alla relativa porosità.

Anche l'esposizione può diventare un fattore importante, essendo i versanti a sud maggiormente soggetti alla ripetizione del ciclo gelo-disgelo.

Importanti per le azioni crionivali sono le modalità di fusione della neve che spesso viene accumulata in banchi, generalmente sottovento, e che dà luogo al fenomeno della nivazione. La sua azione morfologica si esplica in modo discontinuo in rapporto alla localizzazione delle macchie primaverili.

Le conseguenze più vistose di questo sistema di erosione crionivale sono il crioclastismo e il criosoliflusso. Il crioclastismo o gelifrazione rappresenta il meccanismo di frantumazione delle rocce le quali presentano una diversa sensibilità (gelività) che si esprime nelle dimensioni dei gelifratti e nella velocità di frammentazione.

Fra i tipi litologici presenti nelle Prealpi sono da considerare particolarmente gelive le formazioni calcareo-marnose del Biancone e della Scaglia. Meno gelivi i calcari del Rosso Ammonitico e delle varie formazioni del Lias.

Il criosoliflusso si manifesta come processo che mobilita sia i paleosuoli, sia gli accumuli di gelifratti. Facilita il denudamento dei versanti e quindi l'attacco diretto di ulteriori processi di degradazione.

Sulla base dei calcoli dei limiti delle nevi prima citati, la zona prealpina che durante le glaciazioni fu soggetta a erosione crionivale, risulta particolarmente estesa. Per la esposizione, l'abbondante innevamento e l'influenza del glacialismo alpino e locale, il limite inferiore della zona di gelivazione deve essere stato a più riprese particolarmente basso. Attualmente i processi crionivali sono confinati nelle zone più elevate.

Nel passato gli autori hanno generalmente trascurato i fenomeni periglaciali come agenti modellatori del rilievo prealpino. Alcuni hanno però intuito la generale importanza di questi processi. Per esempio PASA (1960) accenna per i Lessini alle vistose modificazioni ambientali che devono aver accompagnato l'affermarsi della glaciazione würmiana.

LEHMANN (1959) mette in evidenza la presenza di materiale di soliflusso periglaciale nelle depressioni carsiche del Cansiglio. Più recentemente la FUCHS interpreta la spessa copertura detritica di alcuni versanti pedemontani del gruppo del Cavallo come deposito di tipo periglaciale.

Ancora più recentemente, SAURO (1973) descrive alcune forme periglaciali degli alti Lessini. Fra esse figurano le rocce ruiniformi del Rosso Ammonitico, arrotondate dalle azioni crioclastiche e soggette a fenomeni di movimento sui versanti; le valli dissimmetriche da nivazione; le nicchie da nivazione; le valli secche; i ripari sotto roccia; i pozzi a neve; i cuscinetti erbosi; le nivomorene; le colate di terra e pietre; le gradinate erbose. Quindi da questa prima ricerca più specifica, la casistica delle forme periglaciali nelle Prealpi appare già molto ampia.

Abbastanza diffusi risultano anche i depositi di versante periglaciale (CASTIGLIONI).

Merita infine ricordare i depositi eolici di loess, oggi considerati come formazioni di clima freddo ed arido e non più interglaciale come era stato ritenuto un tempo. BARTOLOMEI (1967) descrive depositi loessici rinvenuti nella conca dei Fiorentini. Nell'altipiano di Tonezza ne sono stati segnalati altri da MORANDO.

Nonostante la apparente scarsità di forme tipiche imputabile sia alle condizioni strutturali, sia ai tipi litologici, sia al fenomeno carsico, il rilievo prealpino potrà senz'altro essere oggetto in futuro di fruttuose ricerche sui processi periglaciali che contribuiranno a completare il quadro paleogeografico della regione.

BIBLIOGRAFIA

BARTOLOMEI G., BROGLIO A. - *Il giacimento dei Fiorentini sull'altopiano di Tonezza-Folgaria*, «Origini», I (1967).

BEVILACQUA E. - *Osservazioni sulle tracce glaciali della regione del Monte Pasubio*, «Riv. Geogr. It.», LXIV (1957).

CARRARO F., MALARODA R., PICCOLI G., STURANI C., VENZO S. - *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia, Foglio 48: Peschiera del Garda*, Serv. Geol. d'Italia (1969).

CASTIGLIONI B. - *Le tracce glaciali del Col Visentin presso Belluno*, «Atti Acc. Sc. Ven. Trent. Istr.», XIV (1923).

CASTIGLIONI G. B. - *Forme del carsismo superficiale sull'Altopiano del Cansiglio,* «Atti Ist. Ven. SS.LL.AA.», cl. sc. mat. fis. e nat., CXXII (1964).

CORRÀ G. - *I circhi glaciali del M. Baldo,* «Atti III Convegno per lo studio della storia naturale delle Prealpi Venete», Bosco del Cansiglio, settembre 1971.

COZZAGLIO A. - *Note illustrative della Carta Geologica delle Tre Venezie, Foglio 48: Peschiera e Foglio 62: Mantova,* Ufficio Idrografico del R. Magistrato alle Acque (1933).

DAL PIAZ G. - *Avanzi morenici prewürmiani allo sbocco della Valle del Brenta presso Bassano,* «Atti Pontificia Academia Scientiarum», X, 15 (1946).

FUCHS S. - *Studien zur karst-und Glazialmorphologie in der Monte Cavallo-Gruppe/Venezianische Voralpen,* «Frankfurter Geograph. Hefte», XLVII (1970).

HABBE K. A. *Die würmzeitliche Vergeltscherung des Gardasee-Gebietes,* «Freiburger Geogr. Arb.», III (1969-a).

HABBE K. A. *Gletscherspuren am Gardasee,* «Bild der Wissenschaft» (1972-b).

KLEBESBERG R. v. - *Die eiszeitliche Vergletscherung des Monte Grappa am Venetianischen Alpenrande,* «Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie», II (1953).

LEHMANN H. - *Studien über Poljen in den Venetianischen Voralpen und in Hochapennin,* «Erdkunde», XIII (1959).

PASA A. - *Contributi alla conoscenza dei depositi quaternari della regione veronese,* «Boll. Com. Glac. It.», XX (1940).

PASA A., DURANTE PASA M. V., RUFFO S. - *L'ambiente fisico e biologico veronese,* «Verona e il suo territorio» I, Ist. Stud. Stor. Ver. (1960).

PENCK A., BRUCKNER E. - *Die Alpen im Eiszeitalter,* Leipzig (1909).

SACCO F. - *Il glacialismo atesino,* «L'Universo», XVI (1935-a).

SACCO F. - *Il glacialismo veneto,* «L'Universo», XVIII (1937-b).

SAURO U. - *Il paesaggio degli Alti Lessini. Studio geomorfologico,* «Mem. f.s. Museo Stor. Nat. Verona», VI (1973).

SCHWINNER R. - *Die Oberflächengestaltung des östlichen Suganer Gebietes,* «Ostalpine Formenstudien», III (1923).

TREVISAN L. - *Il glacialismo quaternario nell'altipiano dei Sette Comuni (Vicenza),* «Boll. Com. Glac. It.», XIX (1939).

VENZO S. - *Studi geomorfologici sul Trentino centrale con particolare riguardo alla Val d'Adige nella regione di Trento,* «Atti Soc. It. Sc. Nat.», LXXXII (1943-a).

VENZO S. - *Studio geomorfologico sull'Altipiano di Lavarone e sull'alta Valsugana (Trentino),* «Atti Soc. It. Sc. Mat.», LXXXIII (1944-b).