

GLACIES - L'età dei ghiacci in Friuli

Guida alla mostra e alla scoperta del territorio

Il Friuli nel Quaternario: l'evoluzione del territorio

Corrado Venturini

(solo testo; il lavoro completo di figure è disponibile presso il Museo Friulano di Storia Naturale, via Marangoni, 34 – 33100 Udine)

INDICE

1 - Il Quaternario: 800.000 anni di oscillazioni climatiche

Brevi approfondimenti terminologici

2 - Il reticolo idrografico pre-würmiano nell'alto Friuli

Il settore della Valcanale (Pontebba-Tarvisio, Alpi Carniche orientali e Giulie)

Il settore Montasio-Sella Nevea (Alpi Giulie)

Il settore dell'alta Valle del But (Alpi Carniche centrali)

3 - La glaciazione würmiana nelle Alpi orientali

L'anfiteatro morenico tilaventino

I depositi fluvioglaciali della pianura friulana

I depositi di sbarramento glaciale durante la deglaciazione

La piana di Illegio

La conca di Tarvisio

Val Pesarina e la piana di Clavais (Ovaro)

4 - Gli stadi glaciali tardo-würmiani nelle Alpi Carniche e Giulie

Le morene frontali dello stadio di Bühl

5 - La deglaciazione würmiana e gli effetti sul territorio montano

I paleolaghi delle vallate alpine carniche e giulie

Il paleolago di Sutrio e Paluzza: dagli effetti alle cause

Il paleolago di Sappada: la successione degli eventi

Il paleolago di Paularo: dai dati all'interpretazione

Il paleolago di Forni di Sotto: ricordando Giulio Pisa

6 - I conoidi olocenici intravallivi delle Alpi e Prealpi orientali

La fase costruttiva

La fase erosiva

7 - I mutamenti olocenici (e tardo pleistocenici) della pianura friulana

La pianura friulana occidentale: Tagliamento, Cellina e Meduna

La pianura friulana orientale: Isonzo, Torre e Natisone

La registrazione degli eventi attraverso gli antichi sedimenti

I racconti degli storici e le testimonianze dell'archeologia

L'abbandono dell'Uomo e il sopravvento della Natura

Le carte geografiche fotografano il vagabondare dell'Isonzo

L'intervento antropico a favore delle terre emerse

La situazione attuale. La breve tappa di un continuo mutamento

8 - Conclusioni

Premessa

Per comprendere meglio i numerosi fenomeni e le ricostruzioni evolutive proposte nel testo, si consiglia di seguirne lo sviluppo con l'aiuto di alcune carte topografiche del territorio alpino orientale. Per il loro dettaglio e la chiarezza di rappresentazione il servizio migliore è reso dalle 'Carte Topografiche per Escursionisti, scala 1:25.000' (Ed. Tabacco). In particolare si rivelano utili i Fogli 01, 09 e 019.

Per una visione sintetica del territorio regionale oggetto di descrizione, si consiglia la carta 'Friuli Venezia Giulia, scala 1:150.000' (Ed. Tabacco), che fornisce indicazione delle morfologie e della viabilità o, in alternativa, la 'Carta della Regione Friuli-Venezia Giulia, scala 1:200.000' (Ed. Camera di Commercio di Udine). Entrambe sono reperibili, unitamente alle 'Carte topografiche per Escursionisti', in tutte le cartolibrerie del Friuli-Venezia Giulia.

1 - Il Quaternario: 800.000 anni di oscillazioni climatiche

L'ingresso nel Quaternario avvenne circa 1,8 milioni di anni fa. L'altro ieri, se riferito alla scala dei tempi geologici. Si ricordi che le documentazioni fossili più antiche presenti nella successione rocciosa delle Alpi Carniche risalgono a quasi mezzo miliardo di anni! Negli ultimi 800.000 anni la caratteristica dominante è stata l'alternanza di oscillazioni climatiche responsabili di periodiche ed ampie espansioni delle calotte polari. Ad esse si accompagnava la formazione di vasti nuclei glaciali all'interno o sull'intera estensione delle catene montuose molto elevate e/o situate alle medie latitudini.

Ma le prime manifestazioni glaciali, affermatesi in settori molto distanti dalle Alpi, risalgono a molto tempo prima: 6 milioni di anni fa! Furono strettamente concentrate nelle aree polari che fino a quel momento, da decine di milioni di anni, avevano beneficiato di un clima mite. Eppure, più di un riflesso di quel timido inizio di affermazione glaciale può essere ancor oggi riconosciuto lungo i contrafforti alpini e, in particolare, anche nelle Prealpi Carniche, appena a nord di Udine.

Il Quaternario è stato suddiviso in due epoche: Pleistocene ed Olocene. Quest'ultima rappresenta i 10.000 anni più recenti di storia del pianeta Terra, durante i quali si fa progressivamente più sensibile l'interazione Uomo-Territorio. Il Pleistocene si estende a coprire il restante intervallo temporale quaternario.

Nel Quaternario si contano quattro grandi glaciazioni concentrate nel cosiddetto Pleistocene glaciale (circa gli ultimi 800.000 anni) ed intervallate da periodi interglaciali durante i quali il clima globale beneficiava di un consistente rialzo termico, con valori di temperatura simili agli attuali. La ragione dell'instaurarsi di un'epoca glaciale è ancora in parte dibattuta e con tutta probabilità risiede in una concomitanza di cause, non ultime (ma non sole) quelle legate alle variazioni cicliche dei parametri orbitali terrestri ed alle conseguenti variazioni dell'insolazione. Al contrario, gli effetti lasciati dalle glaciazioni sul territorio sono spesso molto evidenti e di facile interpretazione; inoltre permangono per tempi anche molto lunghi a testimonianza della sua storia glaciale.

Dal riconoscimento dei vari tipi di effetti procurati dalla permanenza di un ghiacciaio è possibile ricostruire lo sviluppo e l'estensione a suo tempo raggiunta dalla coltre glaciale che li ha prodotti. Si realizza così una sorta di viaggio a ritroso nel tempo, alla scoperta dell'aspetto che avevano poche migliaia di anni fa i territori da noi ora abitati e quotidianamente percorsi.

Uno degli obiettivi di questa guida vuole essere appunto quello di ricostruire le principali tappe evolutive quaternarie di un particolare territorio, le Alpi e Prealpi Carniche e Giulie che, con l'antistante pianura friulana, testimoniano una storia per molti aspetti diversa da quella comunemente nota e coinvolgente.

Brevi approfondimenti terminologici

Prima di descrivere l'evoluzione quaternaria del settore alpino orientale, così come è stata desunta dallo studio degli effetti lasciati sul territorio dall'alternarsi di intervalli glaciali ed interglaciali, sarà utile presentare, seppure in modo rapido ed essenziale, i principali tipi di tracce ed indizi utilizzati ed i concetti di base funzionali alla comprensione di quanto andremo in seguito a scoprire lungo le vallate, i monti e le pianure del nord-est.

I singoli aspetti sono di seguito suddivisi ed esposti per argomenti, in ordine tematico e gerarchico. Ad essi verrà fatto riferimento nel testo che segue (con termine *corsivo** asteriscato), specificatamente dedicato all'evoluzione quaternaria del territorio friulano e giuliano.

Glaciazioni quaternarie

Furono Penck e Brückner, in un'opera fondamentale edita nel 1909, a definire la successione e la nomenclatura degli eventi glaciali ed interglaciali valida per il complessivo settore alpino. Ancora oggi molti ricercatori del glacialismo quaternario delle Alpi si avvalgono della loro classificazione che, seppure con dovute integrazioni e modifiche, resta lo strumento più idoneo a descrivere in modo sintetico anche la successione di eventi glaciali ed interglaciali che durante il Pleistocene hanno interessato il territorio friulano.

Penck e Brückner individuarono quattro glaciazioni: Günz, Mindel, Riss e Würm. I loro nomi, scelti in ordine alfabetico, dalla glaciazione più antica alla più recente, furono mutuati da quelli di altrettanti torrenti. Ogni glaciazione è separata dalla successiva da un intervallo interglaciale caratterizzato da condizioni climatiche simili alle attuali. La denominazione dei singoli interglaciali richiama quella delle glaciazioni che separa (ad esempio interglaciale Riss-Würm).

In tempi abbastanza recenti la successione si è arricchita di nuovi termini, Biber e Donau, due glaciazioni pleistoceniche ancora più antiche della Günz che avrebbero lasciato tracce sporadiche, per alcuni aspetti ancora dubbie, e riscontrabili in limitati settori alpini.

Nel contesto alpino italiano gli accumuli morenici più antichi sinora riconosciuti appartengono alla glaciazione Günz. Residui di apparati morenici rissiani sono stati rinvenuti con frequenza maggiore ma sono volumetricamente inconsistenti se paragonati ai resti della glaciazione würmiana, distribuiti in tutto il contesto alpino, prealpino e nella prospiciente alta pianura, sotto forma di vari tipi di accumuli (v. *morene**). Attraverso la loro distribuzione, forma, natura e tramite le correlazioni con altri dati glaciali, è possibile valutare il limite della relativa coltre glaciale che ha insistito su un dato territorio.

Nunatak

Termine esquimese usato in geomorfologia per indicare quei rilievi rocciosi di contesto glaciale che, per la ripidità delle pareti mal si prestano ad essere ricoperti dai ghiacci ed emergono dalla coltre glaciale. Sono rilievi sempre situati al di sopra del limite delle nevi perenni.

Esarazione

Il termine indica l'abrasione procurata sul substrato roccioso dallo scorrere di una massa glaciale. Si contrappone al termine *erosione* utilizzato per le escavazioni prodotte dall'azione di acque correnti (acque battenti, ruscellanti, rii, torrenti, fiumi). Mentre l'erosione genera di prevalenza delle incisioni lungo linee, l'esarazione al contrario asporta, abraide e leviga applicandosi su superfici.

Morene

Nel lessico degli esperti di glacialismo, il termine morena fa riferimento prevalentemente alla 'forma esterna' dell'accumulo glaciale, mentre per il 'contenuto', ossia il deposito, si usano i termini della letteratura inglese *diamicton* (se sciolto) o *diamictite* (se cementato). In questa guida, il termine morena sarà utilizzato indifferentemente per indicare sia la forma dell'accumulo che il deposito in sé.

Le morene possono apparire sia sotto forma di dossi stretti ed allungati, alti da pochi fino a qualche centinaio di metri, sia come sottile coltre che riveste ampi settori di territorio deglaciato. Nel primo caso sono *morene di superficie*, originate per concentrazione di detriti rocciosi ad elementi anche di grandi dimensioni che si sono staccati dai versanti vallivi percorsi dai ghiacci ed in essi sono stati inglobati fino al punto del rilascio (morene frontali, laterali, di confluenza,...). Nel secondo caso si tratta di *morene di fondo*, formate da abbondanti limi (fanghi) prodotti dall'*esarazione** dei ghiacci che hanno abraso e frantumato i frammenti del substrato roccioso sul quale scorrevano.

Massi erratici

Sono blocchi rocciosi, da cospicue ad enormi dimensioni, trasportati ed abbandonati in contesti glaciali (all'interdi accumuli morenici) o proglaciali (rilasciati da iceberg alla deriva in ambienti lacustri o marini).

Depositi fluvio-glaciali

Quando si pensa ad una coltre di ghiaccio che copre un territorio montuoso si tende a raffigurarla statica. Al contrario si comporta come un fluido che, sotto l'impulso della forza di gravità, tende costantemente a muoversi verso il basso, verso le quote inferiori, anche se con velocità massime di qualche metro al giorno.

Inoltre, quando si pensa a una coltre glaciale che riveste una regione si è portati ad immaginare che tutta l'acqua che vi cade dall'alto o che circola nel sistema sia sotto forma di neve o di ghiaccio. Nulla di meno esatto. In un ghiacciaio, e specialmente nelle lingue glaciali che scorrono alle quote inferiori rispetto alla massa glaciale dell'alta montagna, sono presenti in gran copia le acque di fusione.

Si raccolgono sia sulla superficie del ghiacciaio alpino, sia sul fondo della lingua glaciale. Nel primo caso derivano dalle occasionali fusioni che la porzione superficiale del ghiacciaio può subire durante l'insolazione diurna, specie nei mesi estivi; nel secondo caso, invece, sono le stesse acque di fusione superficiale che, scavandosi per dissoluzione complicati percorsi all'interno della massa ghiacciata, si raccolgono sul fondo della lingua, tra substrato e ghiaccio e li possono generare un vero e proprio corso d'acqua subglaciale.

Tutta l'acqua che in tal modo scorre tra ghiaccio e terreno, finisce col formare nel primo una galleria che, alta parecchi metri, sboccherà all'aperto nel punto in cui termina la lingua glaciale, generando alla fronte uno scaricatore glaciale, un vero e proprio fiume sempre carico di detriti rocciosi. La fronte della lingua glaciale del Tagliamento, con un'estensione ad arco di quasi 30 km, ed una superficie complessiva del solo tratto terminale, intorno ai 200 km², aveva almeno due scaricatori glaciali che uscivano da altrettante *porte del ghiacciaio* (lo sbocco delle gallerie glaciali). Erano queste poste in corrispondenza del torrente Cormor e del Torrente Corno.

L'acqua convogliata sul fondo del ghiacciaio, nel torrente subglaciale, trasporta costantemente una enorme quantità di frammenti di roccia, blocchi e abbondante limo originato per sfregamento tra ghiaccio ed eventuali rocce particolarmente erodibili incontrate lungo il percorso (esarazione glaciale). Questa massa di ghiaie, sabbie e fanghi che quotidianamente è espulsa dalla porta (o dalle porte) del ghiacciaio, può raggiungere dei volumi considerevoli se moltiplicata per le migliaia di anni di attività di un ghiacciaio. La sola glaciazione würmiana, l'ultima in ordine di tempo, se pur con fasi alterne durò circa 120.000 anni.

Con simili premesse non è difficile rendersi conto che buona parte delle pianure padana e veneto-friulana, così come oggi le osserviamo, sono il risultato delle ridistribuzione fluviale, o meglio fluvio-glaciale, di alcune centinaia di chilometri cubici di roccia esarati dalla catena alpina e ridotti a fanghi e frammenti sabbiosi e ciottolosi.

Depositi glacio-lacustri

Si definiscono così i sedimenti alluvionali accumulati in laghi formati in contesti glaciali. Si collocano, a seconda dei casi, appena oltre il fronte di una lingua glaciale dove transitano e possono ristagnare le acque di fusione che escono da un ghiacciaio, oppure di fianco ad esso, tra il versante vallivo non coperto dai ghiacci e la superficie della lingua glaciale che scorre lungo la vallata.

Il riempimento del lago, sia proglaciale (al fronte del ghiacciaio) che periglaciale (nelle immediate adiacenze del ghiacciaio), è formato da caratteristici limi e sabbie, depositi in lamine orizzontali, cui di norma si sovrappongono spessi accumuli di ghiaie e sabbie di delta, organizzate in caratteristici strati inclinati nella direzione di avanzamento del ventaglio deltizio che avanza verso il centro e le parti più distali dell'invaso.

Limi lacustri sotto- o sovraconsolidati

Il termine sottoconsolidato (in opposizione a sovraconsolidato) si applica a tutti quei sedimenti limosi che non hanno subito gli effetti di una costipazione da carico verticale, né tantomeno sono stati cementati. Se imbevuti d'acqua si presentano ancora molli, facilmente asportabili dall'affioramento e lavorabili. Dei fanghi a tutti gli effetti.

I limi sovraconsolidati al contrario, si spezzano solo con l'uso del martello e, pur non avendo subito una cementazione (le particelle non sono ancora mineralogicamente saldate une alle altre) ma solamente un avvicinamento reciproco dei microscopici costituenti con espulsione dell'acqua in origine presente nel sedimento, all'apparenza appaiono come vere e proprie rocce coerenti, quasi fossero realmente cementate. I sedimenti lacustri limosi sovraconsolidati si formano nel momento in cui subiscono l'applicazione prolungata di una forza verticale. Viene spontaneo chiedersi cosa possa in natura generare questo tipo di forza.

Due le ragioni. La prima può essere il carico prodotto da ulteriori sedimenti accumulati sui limi e di solito rappresentati da ghiaie deltizie e/o fluviali molto potenti. Questi depositi, per fornire il necessario carico, debbono essere spessi e la loro azione deve prolungarsi nel tempo. La seconda ragione che può determinare il sovraconsolidamento dei limi lacustri è il carico di una coltre glaciale sufficientemente spessa che sia transitata dove in precedenza si erano accumulati i limi lacustri. Il sovraconsolidamento si rivela particolarmente importante per l'attribuzione dell'età approssimativa in mancanza di riferimenti più precisi.

Livello di base

S'intende la superficie di altitudine minima verso la quale fluiscono le acque di un territorio. Generalmente è la superficie del mare anche se, nel caso di settori spazialmente limitati, potrebbe essere anche quella sottesa da un lago.

Bacino idrografico

Corrisponde alla superficie di territorio dalla quale un fiume (collettore principale) raccoglie le acque di scorrimento superficiale. Un bacino idrografico (detto anche imbrifero) è delimitato da una linea di spartiacque.

Catture fluviali

Ogni fondovalle è dotato di una pendenza più o meno sensibile e così anche i versanti che delimitano la valle in cui esso scorre. Le caratteristiche morfologiche di una valle possono essere espresse attraverso un insieme di linee (le isoipse) ognuna delle quali è formata da punti che si situano alla medesima quota. Ne risulta una sorta di fotografia del territorio. A saperla interpretare anche solo sommariamente (e non è difficile), diventa tridimensionale. Ecco che allora ci appaiono di facile individuazione i dossi e i fondivalle, i dirupi scoscesi (isoipse molto ravvicinate) ed i versanti con pendenze modeste (isoipse distanti tra loro). Inoltre, cosa che fra poco tornerà utile, tramite le isoipse è sempre possibile definire la direzione di massima pendenza di un qualsiasi versante. In che modo? Semplicemente tracciando la perpendicolare alle isoipse stesse. A cosa può servire tutto questo?

Pensiamo ai corsi d'acqua. Un tempo, all'inizio del loro formarsi, erano semplici ruscelli e prima ancora rigagnoli che prendevano a scorrere lungo un versante montuoso, sgorgando dalle rispettive sorgenti. Le loro acque, sin dall'inizio, scelgono per vie naturali il percorso più breve e dunque più ripido. Sarebbe come mollare una biglia sopra un tavolo debolmente inclinato. State certi che la traiettoria seguita coinciderà con quella di massima inclinazione del tavolo stesso.

I corsi d'acqua secondari confluiranno nel collettore di fondovalle innestandosi in esso secondo una figura a "lisca di pesce" con il senso di scorrimento orientato nello stesso senso del collettore. L'importanza di un tale carattere diventa di fondamentale interesse quando il verso di flusso del fiume di fondovalle si presenta oggi opposto rispetto a quello dei corsi affluenti. In altre parole, segnando sulla carta con una freccia i deflussi di tutti i corsi d'acqua ci apparirebbe una lisca nella quale i flussi degli affluenti... puntano verso la coda del pesce.

Questo cosa può significare? Che in origine i flussi formavano una 'lisca di pesce' del tutto regolare ma che col passare del tempo le erosioni ed i modellamenti (spesso quelli glaciali) hanno invertito il senso di scorrimento del corso d'acqua principale attraverso uno spostamento della soglia di spartiacque. Gli affluenti che ormai si erano scavati i propri solchi ben definiti e profondi hanno mantenuto la loro direzione 'anomala' a testimonianza di un flusso del corso d'acqua collettore di fondovalle che in passato procedeva in senso opposto.

Terrazzi fluviali

I terrazzi fluviali, o alluvionali, sono il prodotto di un'erosione generata dalla corrente sul fondo dell'alveo di un corso d'acqua. Sono riconoscibili per la loro caratteristica morfologia a gradoni, data da spianate distribuite su più livelli a debole inclinazione e raccordate da ripide scarpate. Le dimensioni possono variare da pochi metri a decine di metri (altezza scarpate), svilupparsi per decine di metri fino a molti chilometri (estensione scarpate) e occupare superfici da poche decine di m² a molti ettari fino a parecchie decine di km² nelle pianure (area terrazzi).

Le ragioni che favoriscono la formazione di terrazzi possono essere molteplici. Alcune sono di ordine generale, altre invece sono riferibili a condizionamenti decisamente locali. Tra le prime sono da citare il calo globale del livello marino (ad esempio quando va affermandosi una glaciazione), oppure il sollevamento tettonico di un territorio. Gran parte dei terrazzi osservati nel contesto intravallivo delle Alpi orientali è dovuta a cause prettamente locali, come ad esempio quelle connesse ad improvvise variazioni del *livello di base** per formazione e successiva scomparsa di un bacino lacustre.

Tra queste è molto comune la momentanea variazione del livello di base al quale tende un corso fluviale. Il livello di base è generalmente costituito dalla superficie marina. Ad essa può occasionalmente, e di solito per periodi di tempo limitati, sostituirsi un livello di base locale, per certi versi 'anomalo'. Questo spesso avviene quando si forma un lago di sbarramento in un punto intermedio dell'asta fluviale, oppure perché il fiume incontra una serie di strati rocciosi che oppongono una strenua resistenza all'erosione. Nel momento in cui il livello di base locale viene alla fine annullato - ad esempio a causa dello svuotamento del lago per abbattimento dell'ostacolo che ne aveva propiziato la formazione, oppure dell'eliminazione della soglia rocciosa particolarmente resistente che si opponeva ad un regolare approfondimento erosivo in quel tratto di fiume - il corso d'acqua adegua il proprio profilo altimetrico al nuovo livello di base, incidendo e terrazzando le alluvioni da esso stesso deposte durante la persistenza del livello di base locale.

In altri casi il terrazzamento si genera dopo un continuo e prolungato apporto di detriti alluvionali che ha dato luogo ad un cospicuo accumulo di conoide in un settore di confluenza torrentizia o fluviale. Al diminuire dell'apporto solido, spesso realizzatosi per stabilizzazione dei versanti ad opera della vegetazione (ad esempio in un'aria da poco deglaciata), subentra la tendenza del corso d'acqua ad approfondirsi incidendo le proprie alluvioni e creando in tal modo uno o più terrazzi limitati da ripide scarpate.

Linea delle risorgive

Il fenomeno delle risorgive si ubica nella fascia di transizione tra l'alta e la bassa pianura. E' collegato alla salienza della falda freatica che, incontrando il piano campagna, emerge dando luogo ad infrigidimento di vaste porzioni di territorio e a locali cospicue venute d'acqua, chesi concentrano in limpide polle sorgive. La ragione va cercata nella distribuzione e nella dimensione dei sedimenti alluvionali di cui è formata fino in profondità la pianura.

Ricordiamo comunque che le risorgive non sono una caratteristica peculiare della sola pianura friulana. Sono difatti presenti, con evidenze più o meno pronunciate, in tutta la pianura padana, essendo posizionate lungo il limite, sfumato e mai netto, tra le prevalenti ghiaie e le prevalenti sabbie rispettivamente dell'alta e della bassa pianura.

Le ghiaie dell'alta pianura - una gigantesca spugna che assorbe parte degli afflussi idrici - procedendo verso aree più distali cedono il posto alle sabbie della bassa pianura. I pori presenti in queste ultime sono insufficienti a contenere l'afflusso idrico, lento ma estremamente copioso, proveniente dalle alluvioni ghiaiose. L'acqua della falda freatica, percolante in profondità tra ciottolo e ciottolo, fra granulo e granulo, tende allora a spingersi verso l'alto, non potendo, per le ragioni ora osservate, proseguire nel suo percorso sotterraneo. Emergendo dà origine alla diffusa e capillare rete idrica superficiale, distribuita su tutta la bassa pianura.

2 - Il reticolo idrografico pre-würmiano nell'alto Friuli

In Friuli molti indizi presenti sul territorio fanno ritenere che il reticolo fluviale di circa 300.000 anni fa (Pleistocene Medio) potesse essere differente da quello attuale. In particolare le variazioni si concentrano nell'alta Carnia e nel Tarvisiano ed hanno implicato un sensibile spostamento dello spartiacque di prim'ordine tra Mare Adriatico e Mar Nero che, come forse non tutti sanno, attraversa l'estremo lembo nord-orientali del Friuli Venezia Giulia.

Se, ragionando per assurdo, nel Pleistocene (Quaternario) non ci fosse stata ancora traccia della catena alpina europea, che iniziò a sollevarsi circa 60 milioni di anni fa, ed al suo posto invece si fosse trovato un altopiano roccioso con altezze massime intorno ai mille metri... ebbene, le periodiche glaciazioni quaternarie, che ripetutamente hanno ampliato la calotta artica fino a ricoprire quasi totalmente la Gran Bretagna e il Mar Baltico, fino alla Manica, la Danimarca e il Belgio con parte di Germania e Polonia, ebbene, si diceva, le glaciazioni su tale altopiano non avrebbero potuto estendere la propria influenza. Questo perché le quote raggiunte dall'ipotetico massiccio tabulare sarebbero state sotto lo zero termico medio e la gran parte delle precipitazioni vi sarebbe giunta sotto forma di pioggia.

Sappiamo che non è andata così e che, al contrario, le elevate altitudini dei massicci alpini, di norma comprese tra i 2.000 e i 3.500 m s.l.m., hanno consentito ad una vasta area montuosa, collocata per l'appunto sopra lo zero termico, di ricevere abbondanti precipitazioni nevose, pur trovandosi a latitudini ormai relativamente basse.

Da quanto esposto si può dedurre che, durante un sensibile calo globale delle temperature, le aree adatte ad ospitare futuri ghiacciai (derivati da successivi accumuli nevosi compattati) sono quelle poste alle basse latitudini e/o dotate di altezze considerevoli. Se, durante il Quaternario, la zona attualmente occupata dalla catena alpina non si fosse trovata ad altitudini di tutto rispetto, la sua latitudine (e di conseguenza l'insolazione ricevuta) l'avrebbe esclusa con decisione da qualsiasi connotato glaciale. E io ora non sarei qui a riempire queste pagine, né voi tanto meno a leggerle.

Delle quattro glaciazioni pleistoceniche che sicuramente hanno interessato le Alpi in generale e il settore friulano in particolare, l'ultima, denominata würmiana, ha lasciato sul territorio le tracce più evidenti e meglio interpretabili. Comunque, anche se meno diffusi e continui, non mancano gli effetti riferibili alle precedenti glaciazioni. E la loro interpretazione non è priva di un certo fascino, come tra poco vedremo.

Il sistema dei drenaggi fluviali del territorio alpino orientale, carnico e giulio, così come noi oggi lo conosciamo, è il risultato di una complessa e ininterrotta evoluzione che dura da oltre 6 milioni di anni. Nel Friuli montano il primo reticolo fluviale di una certa consistenza si impostò nel Miocene medio-superiore. Fu la logica conseguenza del sollevamento orogenico che, in quel periodo, subì una rapida accelerazione finendo per coinvolgere anche il settore prealpino. Si giunse alla fine del Miocene (5 milioni di anni fa) con un sistema di drenaggio già in prevalenza impostato sia lungo la direzione nord-sud, ad assecondare l'inclinazione regionale assunta dal territorio in progressivo sollevamento, sia, ma ancora in minore misura, lungo quella est-ovest, corrispondente alla distribuzione dei differenti tipi di roccia, più o meno marcatamente erodibili.

Con l'alto Miocene (circa 6 milioni di anni fa) il disseccamento del Mediterraneo, durato meno di mezzo milione di anni, impose un rapido approfondimento erosivo ai tratti più meridionali dei principali collettori fluviali del tempo. I dati che testimoniano l'erosione fluviale tardo-miocenica sono conservati a nord di Udine, nei conglomerati del Colle di Osoppo e di Braulins, e riguardano il Tagliamento di allora, il paleoTagliamento, che iniziava ad acquisire i connotati di fiume collettore di gran parte delle acque dei territori alpini orientali.

Per il Pliocene (da 5 a 1,8 milioni di anni) i dati riguardanti l'evoluzione del reticolo fluviale diventano scarsi. Si sa che durante questo periodo le compressioni orogeniche alpine proseguirono, anche se con intensità ed effetti deformativi minori rispetto ai precedenti. È noto inoltre che il livello marino globale subì un progressivo innalzamento che portò la nuova linea di costa adriatica a ridosso degli attuali contrafforti prealpini. Da questi presupposti si può dedurre che i principali corsi fluviali montani della regione interruppero l'erosione sovralluvionando i loro tratti meno acclivi.

Occorre attendere il Pleistocene glaciale (800.000 anni fa), con l'inizio della serrata alternanza di intervalli glaciali ed interglaciali, per registrare i primi importanti e significativi mutamenti negli andamenti del reticolo fluviale montano. Catture fluviali, spostamenti di spartiacque, crolli di diaframmi rocciosi, erosioni accelerate, valli abbandonate e sospese, spianate relitte... Sono tutti fenomeni che predispongono o accompagnano le grandi variazioni di percorso subite dai corsi d'acqua che scorrono in territorio alpino.

Le ragioni che giustificano l'insorgere di simili effetti, capaci di cambiare la geografia e talvolta, come vedremo, anche la storia di intere regioni, sono molteplici e, come sempre accade, si amplificano a vicenda. Le principali fra queste ragioni sono l'avvicinarsi di erosioni fluviali, concentrate negli intervalli interglaciali, e di esarazioni glaciali; la persistente tendenza al sollevamento orogenico, con valori differenti fra settore e settore; la periodica affermazione di climi estremamente umidi, con piovosità forte e concentrata (carattere che solitamente accompagna la veloce transizione da un intervallo glaciale al successivo interglaciale), e inoltre la rapida decompressione subita dai massicci rocciosi fratturati quando gli spessori chilometrici delle coltri di ghiaccio si sciogliono repentinamente. Il settore friulano più settentrionale, con Carnia e Tarvisiano, da questo punto di vista costituisce un vero museo a cielo aperto, dove hanno agito le cause sopraelencate e dove gli effetti ancora presenti sul territorio ne documentano, a distanza di tempo, l'azione. Ma procediamo con ordine.

L'estremo territorio nord-orientale - con i suoi circa 100 km² che ricadono sotto il comune di Tarvisio (UD) - ha una particolarità singolare per il territorio italiano: è il solo settore, assieme alla Val Fiscalina (Alto Adige), le cui acque non concludono il loro percorso nel bacino mediterraneo. Tutti i numerosi corsi d'acqua che transitano per Tarvisio riuniti nel Fiume Slizza, loro collettore principale, riversano le proprie acque nella Drava che, via Sava, procede verso il Danubio il quale, dopo un percorso di quasi 2.000 km, sfocia nel Mar Nero, assieme al Don e al meno conosciuto Dnepr. Anche andando a ritroso nel tempo, tornando al Pleistocene Medio, circa 800.000 anni fa, e forse ancora più indietro, continueremmo a vedere le acque dell'estremo lembo nord-orientale della nostra penisola convogliate verso il Mar Nero. Eppure da allora tante cose sono cambiate nei drenaggi fluviali dell'alto Friuli.

Proviamo ad esaminare in dettaglio le principali di queste modifiche. Nella zona carnica e nel Pontebban (alto Friuli occidentale e centrale) lo spartiacque tra il bacino mediterraneo (Mare Adriatico) e quello del Mar Nero coincide con il confine italo-austriaco, orientato circa est-ovest. Più ad est, nel Tarvisiano, lo stesso spartiacque si inflette, con andamento nord-sud, all'interno del territorio italiano, passando per la Sella di Camporosso, posta 5 km ad ovest di Tarvisio e ancora più a sud, per Sella Nevea. Da lì prende a risalire verso nord-est, coincidendo con il confine di stato con la Slovenia.

Fino a 300.000 anni fa circa le cose andavano diversamente. In particolare, attraverso antiche evidenze ancora presenti in due settori peculiari, la Val Canale (Pontebba-Tarvisio) e l'Alta Valle del Torrente But (Timau), a nord di Tolmezzo, è stato possibile ricostruire la posizione originaria e lo spostamento subito nel tempo dallo spartiacque di prim'ordine, che separa i bacini idrografici del Mare Mediterraneo (Adriatico) e del Mar Nero

Il settore della Valcanale (Pontebba-Tarvisio Alpi Carniche orientali e Giulie)

Osservando su una carta geografica -meglio ancora se topografica- l'organizzazione degli attuali drenaggi della Valcanale, si nota un evidente andamento a "liscia di pesce" anomala (v. *catture fluviali**), caratterizzata da un verso di scorrimento degli affluenti principali (Rio Bianco, Rio di Malborghetto) opposto a quello del fiume Fella, il collettore di fondovalle. Se poi, sempre con l'aiuto di una carta geografica, si prende in esame il tratto iniziale del Fella stesso, ci si accorge che a pochi chilometri dalla sorgente il corso subisce una deviazione di 150°: il segmento iniziale scorre verso est-sud-est e poi, con un improvviso gomito, si inflette e si piega decisamente verso ovest.

Entrambe le anomalie sono il risultato di una cattura fluviale. L'evento si può collocare indicativamente nel Pleistocene medio, qualche centinaio di migliaia di anni fa. Prima della cattura, lo spartiacque, ora posizionato nei pressi di Camporosso, era collocato vicino a Pontebba, in località Bagni di Lusnizza. A quei tempi e in quella posizione un diaframma roccioso ancora si ergeva a separare la Val Canale in due tronconi distinti, unendo il M. Scinauz al M. Due Pizzi, propaggine del più conosciuto Jôf di Miezegnot. Ad est del diaframma il fiume di fondovalle, l'antico Fella, scorreva verso Tarvisio, sfociando con la Gail nella Drava e fluendo alla volta del Mar Nero. Furono le ripetute alternanze di esarazioni glaciali ed erosioni fluviali, queste ultime attive durante gli intervalli interglaciali, a favorire il progressivo smantellamento del diaframma.

Le erosioni fluviali, unitamente ai cedimenti per frana, assottigliarono progressivamente la soglia rocciosa, mentre i movimenti delle periodiche coltri glaciali asportarono i detriti residui abbassando il divisorio roccioso fino ad annullarlo. Con questa mossa erosiva il Mare Adriatico, spostando lo spartiacque da Pontebba a Camporosso, sottrasse al bacino idrografico del Mar Nero un settore ampio quasi 100 km². Quello non fu l'unico cedimento a svilupparsi in quello stesso periodo. Vari altri settori collocati lungo il confine con l'Austria, da Pramollo (a nord di Pontebba) sino al M. Coglians, si mostrarono particolarmente attaccabili dalle esarazioni/erosioni pleistoceniche.

Anche in questi casi si generarono cedimenti di diaframmi rocciosi, erosioni accelerate e catture fluviali che complessivamente modificarono la posizione dello spartiacque fra Mar Nero e Mare Adriatico. Ed anche in questi casi fu il Mare Adriatico a vincere il confronto tramite singoli affondi erosivi che di volta in volta guadagnarono aree ampie fino a 10-25 km², sottraendole all'influenza del Mar Nero.

Il settore Montasio-Sella Nevea (Alpi Giulie)

La lotta per la supremazia territoriale tra il bacino adriatico (Mare Mediterraneo) e quello del Mar Nero si combattè a colpi di erosioni. Sarebbe più corretto dire "si combatte", in quanto pure nel preciso istante in cui sto scrivendo queste parole, o adesso, mentre voi le state leggendo, l'azione erosiva continua implacabile. Non grandi cose. Il distacco di un frammento di roccia da una parete a strapiombo e l'accumulo alla sua base, nella fascia dei detriti di falda. Una piccola frana, durante un temporale particolarmente violento, con l'allontanamento dei materiali franati, risucchiati e trasportati lontano dai vortici di un torrente in piena.

Queste azioni erosive sono diffuse un po' ovunque sul territorio. Si concentrano lì dove l'energia di rilievo (ripidità dei versanti) è maggiore, dove i dislivelli fra le quote massime e minime (fondivalle e crinali) risultano più sensibili, dove i tipi di roccia sono particolarmente fratturati, o i sedimenti poco o per nulla cementati, dove la vegetazione è scarsa e, inoltre, quando il clima favorisce l'affermazione di particolari condizioni: frequente alternanza di gelo e disgelo (l'acqua che gela nelle fratture di un ammasso roccioso, aumentando di volume produce elevate pressioni che staccano i frammenti superficiali), e/o concentrazione di massicce quantità di pioggia in periodi limitati.

Se a questo aggiungiamo la propensione al sollevamento che quello stesso territorio può avere come sua caratteristica intrinseca (a causa del decaricamento glaciale, oppure a motivo di una attività tettonica, o anche per la concomitanza di entrambe le cause) ecco allora che l'attività erosiva appare in tutto il suo significato: una componente costante, imprescindibile, incisiva (è il caso di dirlo!) dell'evoluzione di un territorio. Componente che l'Uomo, per propria tutela e difesa, tende pervicacemente, con caparbietà ed affanno, a contrastare, ridurre e bloccare, nella speranza, sempre vana, di interrompere una propensione naturale, di modificare un carattere fondamentale del processo evolutivo del paesaggio, di rendere stabile e statico ciò che per propria natura è, al contrario, fortemente instabile e dinamico.

Questa latente instabilità, la cui lentezza di affermazione, durante certi particolari periodi, può essere erroneamente interpretata come definitiva quiescenza, è presente in modo evidente nel settore Montasio-Sella Nevea, localizzato a cavallo dello spartiacque Mare Adriatico-Mar Nero. Come per il precedente settore di Pontebba-Tarvisio, anche qui la combinazione di erosioni ed esarazioni attive durante gli ultimi 300.000 anni ha spostato lo spartiacque di prim'ordine verso Tarvisio, a tutto vantaggio di un ampliamento del bacino del Mare Adriatico. Pochi km² in tutto, ma significativi per confermare l'affermarsi di una tendenza in atto ormai da alcune centinaia di migliaia di anni.

Vediamone insieme gli effetti risalendo l'ultimo tratto della Val Raccolana, da Chiusaforte verso Sella Nevea. La strada di fondovalle, dopo una decina di km, oltrepassa una lunga galleria artificiale, che intercetta un colatoio di slavina, periodicamente attivo. La mattina del 2 Aprile 1979, dal torrente che sovrasta la galleria (costruita qualche anno dopo), mi capitò di assistere in diretta al rilascio di un'enorme quantità di neve accumulata durante la notte precedente. Il rombo della caduta, una ripida discesa di 1.200 m, arrivò a Sella Nevea, riempiendo di rimbombi la vallata. Vale la pena di ricordare il fenomeno perché, orologio alla mano, il flusso della slavina, rapido, assordante, spettacolare e non privo del fascino primordiale trasmesso da tutti i più violenti processi naturali, continuò a scendere, ininterrotto, per oltre 15 minuti e mezzo!

In quella stessa zona, poco più di centomila anni prima, un improvviso cedimento – allora fu di roccia, non di neve – saturò col suo boato la valle. Fu una frana colossale che, staccatasi probabilmente verso la fine dell'ultimo interglaciale (Riss-Würm), cambiò l'aspetto complessivo del settore. La successione rocciosa quaternaria, o meglio i brandelli che di essa ancora resistono al progressivo smantellamento erosivo, testimoniano per questo settore un aspetto passato profondamente diverso dell'attuale. La figura a (v. testo originale) ricostruisce tridimensionalmente le morfologie precedenti al cedimento, mentre la figura b (v. testo originale) ci propone il confronto con la situazione presente. Tra le due situazioni corrono quasi 150.000 anni e... una glaciazione, quella würmiana. Furono i ghiacci di quest'ultima a 'ripulire' il settore dagli ammassi detritici franati, e predisponendolo al tempo stesso alla successiva lenta erosione fluviale regressiva di età post-glaciale, nonché ai piccoli, infiniti ed incessanti crolli che continuano tuttora.

Il risultato ha comportato dunque lo spostamento del crinale di spartiacque verso est. Spartiacque che, mentre un tempo correva lungo un crinale roccioso (poi franato) che congiungeva il M. Canin alle propaggini sud-orientali del Montasio, ora si trova a passare in fondovalle, all'estrema periferia est di Sella Nevea (ricordiamo l'analoga situazione di Camporosso nel settore della Valcanale in questo capitolo).

Anticamente, durante l'interglaciale Riss-Würm, intorno ai 150.000 anni fa, ponendoci idealmente sul ripiano dove sarebbe sorta Sella Nevea e guardando verso Chiusaforte, invece dell'ampia valle glaciale della Val Racco-

lana, avremmo scorto su in lontananza, a un paio di chilometri da noi, le pareti di un alto anfiteatro roccioso colmo di detriti di falda in potenti spessori. Le propaggini detritiche si espandevano fino a costituire esse stesse il ripiano sul quale oggi sorge Sella Nevea. La circolazione idrica, che durante i periodi piovosi si attivava all'interno del vasto ammasso detritico, col tempo ne aveva favorito la cementazione. Il diaframma roccioso, posto trasversalmente alla Val Raccolana, dal lato occidentale ne confinava l'originaria estensione, mentre dal lato orientale si conformava a conca rocciosa degradante verso i futuri abitati di Sella Nevea, Cave del Predil e infine Tarvisio.

Il cedimento in massa fu improvviso e probabilmente sollecitato da una concentrazione di piogge particolarmente abbondanti verificatasi in un tempo estremamente ridotto, oppure favorito da una scossa sismica. Non ci è dato di sapere. Ma i dati ancora presenti sul territorio ci fanno capire la portata catastrofica dell'evento. Ancor oggi, dopo aver oltrepassata la galleria paravalanghe, lì dove la strada s'inerpica con stretti tornanti verso il ripiano di Sella Nevea, si possono osservare le testimonianze che ci rivelano l'antico aspetto della zona scolpito nell'incisione naturale del ripido versante roccioso. Quel ripido versante solcato dalla strada è una sorta di finestra scavata nel centro dell'antica conca detritica. E non è difficile riconoscere gli antichi strati di breccie ben cementate che un tempo avanzavano verso Sella Nevea, colmando una conca aperta verso oriente e serrata ad occidente da un ripido anfiteatro roccioso collocato proprio là, dove ora si apre il solco più estremo e scosceso della Val Raccolana.

Il settore dell'alta Valle del But (Alpi Carniche centrali)

L'affondo più elegante, deciso ed incisivo fu portato a termine nel settore di Timau (UD), lungo l'alto Torrente But. Portò, come risultato finale, ad uno spostamento verso nord dello spartiacque che consentì l'acquisizione di 25 km², modificando non solo la morfologia dell'area ma anche il suo... futuro politico. Si perché, dato che qui il confine con l'Austria - parecchie decine di migliaia di anni più tardi! - fu scelto coincidente con lo spartiacque di prim'ordine fra i due bacini idrografici, ne conseguì un aumento del territorio italiano!

Quella orchestrata a Timau fu una vera e propria mossa da manuale. Se non fosse che ci troviamo di fronte ad un'evoluzione morfologica basata sulla combinazione casuale di una serie di variabili, si direbbe che il risultato finale è stato pianificato, mossa dopo mossa, in una sorta di partita giocata tra bacini idrografici con in palio la conquista del territorio. Proviamo a ricostruire la strategia che ha portato al pieno successo del Mare Adriatico partendo dall'aspetto che presentava l'alta Valle del But presumibilmente durante l'Interglaciale Mindel-Riss, circa 300.000 anni fa.

Il paese di Timau è collocato in prossimità del gomito di una valle glaciale dalla tipica conformazione ad U che una serie di falde detritiche recenti hanno solo in parte mascherato. In un'epoca stimata intorno ai 300.000 anni fa al posto della stretta morfologica posta tra Timau e Cleulis, proprio nel punto in cui si sviluppa una brusca flessione a 90° del solco vallivo, viene ipotizzata la presenza di un alto e sottile diaframma roccioso che poteva raggiungere i 1.800-2.000 m s.l.m. attuale. Congiungeva il Monte Terzo alla Creta del Mezzodì sbarrando l'alta valle del T. But, orientata est-ovest (dove ora sorge Timau), dal suo tratto mediano diretto nord-sud (Cleulis-Paluzza). Quest'ultimo costituiva allora una vallata indipendente, con la testata ubicata tra Cleulis e il Rio Moscardo. In quei tempi, inoltre, nella vallata da Timau al Passo di M. Croce Carnico l'idrografia scorreva in senso opposto all'attuale: dalla conca di Pramodio verso il Passo di M. Croce, riversando le acque oltre confine, nel bacino del Mar Nero, via Gail-Drava-Danubio.

Nel segmento vallivo di Timau, orientato circa est-ovest, le quote del fondovalle precedenti all'abbattimento del diaframma roccioso della stretta di Timau, potevano essere attestate intorno ai 1500-1400 metri (rispetto agli attuali 900 m). Queste quote consentivano un collegamento morfologico diretto tra i ripiani di Pramodio e il Passo di M. Croce Carnico attraverso un fondovalle continuo, dotato di una debole inclinazione, opposta rispetto all'attuale.

La comparazione tra la situazione attuale dei drenaggi fluviali e quella passata, che si ipotizza risalire a circa 300.000 anni or sono, sottolinea le variazioni subite dall'andamento dello spartiacque principale tra i bacini idrografici di prim'ordine del Mare Adriatico e del Mar Nero. E' evidente la *cattura fluviale** del segmento vallivo dell'alto T. But da parte del bacino Adriatico che lo sottrasse all'influenza del Mar Nero.

La presenza di molti ripiani morfologici (spianate relitte) sospesi sulla valle del Rio Chiaula sarebbe riconducibile ad una comune superficie di fondovalle (forse pre-Riss) originariamente continua, posta intorno ai 1500-1400 metri e raccordantesi con il fondo del Passo di Monte Croce Carnico (1370 m). Lo stesso Rio Chiaula, attuale segmento iniziale del Torrente But, appare perfettamente allineato col solco del Passo di Monte Croce Carnico, dal quale dista circa 3 km.

Osservando i due versanti rocciosi che, incombenti, paralleli e pressoché verticali, limitano lo stretto valico in cui è modellato il Passo di Monte Croce Carnico, si riesce a percepire l'incisione come il residuo di una stretta forra scavata in direzione N-S. L'intervento antropico ha spianato la zona dove ora sorgono gli edifici dell'ex-presidio della finanza, un posto di ristoro ed il vasto parcheggio.

Dalle morfologie degli affioramenti calcarei che circondano l'area (in gran parte livellati artificialmente di 3-6 metri) si riconosce un'originaria superficie montonata dai ghiacciai e successivamente carsificata. Un carattere anomalo di questa incisione è il fatto di trovarsi sospesa, lungo il ripido versante italiano, su un fondovalle che scorre ben 300 metri più in basso. Inoltre, appena oltrepassata la frontiera con l'Austria, la strada scende verso N lungo un solco fluviale meridiano attualmente privo di alimentazione idrica. Da notare inoltre che la stretta incisione del passo è contenuta in una più ampia conca glaciale della quale scava ed approfondisce il fondo per quasi 200 m.

La larghezza della conca superiore è circa quattro volte quella dell'incisione del valico. Anch'essa è orientata in senso meridiano. L'esarazione glaciale, presumibilmente nel glaciale Mindel (o, meno probabilmente, nel glaciale Günz), generò l'ampia conca superiore che venne incisa ed approfondita durante il successivo interglaciale da un corso fluviale che formò una forra a V.

L'incisione fu allargata e modellata ad U dal successivo transito glaciale (Riss?). Durante i tre momenti descritti, ghiacci ed acque fluivano ancora da sud (M. Terzo e M. Crostis) e da est (Pramosio) verso nord (Passo di M. Croce Carnico), dal futuro territorio italiano a quello austriaco convogliati nel bacino del Mar Nero. Tutto concorre a rafforzare l'interpretazione che prevede per il settore dell'alta valle del But una graduale inversione morfologica ed idrografica realizzatasi negli ultimi 300.000 anni durante l'alternanza dei periodi glaciali ed interglaciali.

Fu dunque il cedimento del diaframma roccioso presente tra Cleulis e Timau, verificatosi probabilmente durante l'interglaciale Mindel-Riss a favorire un richiamo delle acque verso sud. L'improvvisa eliminazione fisica del baluardo roccioso che separava le due valli, di Cleulis-Paluzza e di Timau, favorì rapide erosioni regressive che incisero il fondovalle da Timau al Passo di M. Croce Carnico. Il nuovo invito morfologico formatosi tra Timau e Cleulis fu in seguito sfruttato dai ghiacci che, di lì a qualche decina di migliaia di anni (Riss), si ripresentarono sul settore alpino. Parte delle lingue glaciali che si generavano nel grande circo glaciale della gioiata M. Coglians - M. Crostis - M. Terzo prese da quel momento a scorrere verso Timau, Cleulis e Paluzza esarando ed allargando la nuova incisione.

La storia più recente vede nuovamente l'alternanza di condizioni interglaciali (Riss-Würm) e in seguito ancora glaciali (Würm), per poi giungere allo sviluppo dell'attuale reticolo idrografico post-würmiano. Durante il 'recente' alternarsi dell'azione dei ghiacci e di quella dei torrenti, la valle di Timau, orientata est-ovest, continuò ad assecondare, attraverso una costante e progressiva erosione, la nuova tendenza verso l'allineamento altimetrico del proprio fondovalle con quello del medio corso del T. But.

Due furono le conseguenze dell'erosione prodotta sul territorio: l'inversione del drenaggio e l'isolamento morfologico del Passo di M. Croce che ora, a causa della profonda erosione sviluppata nelle ultime centinaia di migliaia d'anni, si presenta privo di alimentazione idrica, isolato e sospeso a strapiombo sulla ripida vallata di Timau. Gli originari apporti idrici che lo attraversavano provenendo dal Rio Chiaula, sono ormai irreversibilmente deviati verso Timau con un percorso labirintico fatto di repentini gomiti a 90° che tradiscono le catture fluviali subite nel corso del Quaternario più recente.

3 - La glaciazione würmiana nelle Alpi orientali

L'ultima delle glaciazioni quaternarie registrate nel settore alpino fu quella würmiana (75.000-10.300 anni fa). In Friuli la coltre glaciale coprì pressoché totalmente le Alpi Carniche e parte dei rilievi prealpini. Il limite delle nevi perenni si abbassò raggiungendo la quota di 1.300 m sull'attuale livello marino. I ghiacciai fluirono sotto forma di lingue glaciali espandendosi sotto tale limite fino a raggiungere, con la lingua tilaventina (del Tagliamento), la maggiore e più imponente del settore alpino orientale, i 100 m di quota.

L'articolato sistema vallivo friulano guidò gran parte delle masse di ghiaccio della regione a confluire nell'ampia lingua glaciale del Tagliamento. Al fronte della lingua glaciale tilaventina si accumularono ampie morene frontali (o di ablazione). Si disposero in cerchia concentriche, lì dove il ghiacciaio stazionava scaricando i frammenti di roccia strappati ai rilievi e trasportati al proprio interno. Dal limite esterno della lingua tilaventina uscivano tre impetuosi corsi d'acqua (Cormor, Corno e Tagliamento) alimentati dalle acque di fusione glaciale. Sono acque ricche di abbondanti ghiaie, sabbie e limi che venivano trasportati e poi abbandonati verso sud a formare la pianura friulana.

In seguito ad un generale innalzamento delle temperature medie, avvenuto circa 20.000 anni fa, i ghiacciai cominciarono ovunque a ritirarsi. Le piccole valli laterali si deglacciarono rapidamente riprendendo ad ospitare torrenti e rivoli d'acqua mentre, al contrario, le vallate principali continuarono per qualche tempo ad essere ancora occupate da lingue di ghiaccio in progressivo ridimensionamento e ritiro. Fu in questa fase che le acque delle valli laterali furono bloccate, trasversalmente, da quei ghiacci che ancora fluivano lungo le valli principali. Sorsero così alcuni dei più bei laghi effimeri che, per ragioni diverse, cominciarono a formarsi in un Friuli montano che si stava liberando dal pesante ingombro glaciale.

La glaciazione würmiana fu l'ultima a colpire il Friuli, nonché le intere Alpi europee, i rilievi più elevati dell'Appennino e i nuclei più interni di Sardegna e Corsica. Ad essa è riconducibile la maggior parte dei resti glaciali più evidenti e spettacolari fra quelli distribuiti sul territorio. Lungo le Alpi Carniche e Giulie, alle alte quote della catena alpina orientale, sono mirabilmente scolpite le forme erosive del glacialismo würmiano. Tra tutte spiccano i perfetti circhi glaciali modellati a conca racchiusa da ripide pareti rocciose, serbatoio ideale delle ingenti quantità di neve destinate a compattarsi sotto l'effetto del proprio stesso peso, per trasformarsi poi in quel ghiaccio che sarebbe lentamente fluìto verso le quote inferiori occupando valli e rivestendo monti.

Attualmente liberate dal carico dei ghiacci, le vallate friulane spesso conservano ancora l'evidenza del passaggio glaciale würmiano, percepibile nella loro caratteristica forma a U. In qualche caso il modellamento würmiano si incastra in quello sviluppato dal precedente passaggio glaciale, quello rissiano. Il risultato è una morfologia ad incastro, con un solco a doppia U, in una sorta di 'matrioska morfologica'. Altrettanto indicativi sono i resti degli accumuli glaciali, in gran parte rappresentati da morene di fondo e da morene frontali (o terminali, definite anche 'di ablazione').

Le prime sono letteralmente spalmate in spessori da minimi (meno di mezzo metro) a decisamente consistenti (oltre una decina di metri), su buona parte dei rilievi di media altezza della regione. Quei rilievi che durante la glaciazione erano coperti da 500 a oltre 1.500 m di spessore di ghiaccio in lento movimento. Le seconde, le morene frontali terminali, sono molto più appariscenti ed individuabili di quelle di fondo. Inoltre, con la loro forma e posizione trasmettono un'informazione indubbiamente importante: indicano il limite più esterno (nel nostro caso meridionale) raggiunto dal ghiacciaio durante le sue massime espansioni.

Le morene di fondo (formate da abbondante fanghiglia con sparsi ciottoli e blocchi rocciosi) sono estremamente diffuse ma difficili da riconoscere per un 'non esperto' in quanto risultano quasi ovunque coperte da vegetazione o destinate ad uso agricolo. Al contrario, le morene frontali si concentrano solo in particolari settori (gli sbocchi in pianura delle valli principali o lungo i tratti terminali della vallate prealpine) ma spiccano per la loro forma. Appaiono di norma come colline che si alzano improvvisamente dalla pianura o dal fondovalle alluvionale, formando dei modesti rilievi arcuati la cui altezza è proporzionale alla dimensione del ghiacciaio che le ha accumulate e alla durata dello stazionamento dei ghiacci in quel punto o su quella fascia di territorio.

L'anfiteatro morenico tilaventino

Nel medio Friuli, a nord di Udine, si possono ammirare gli apparati morenici frontali più estesi prodotti nelle Alpi Orientali dalla glaciazione würmiana. Sono organizzati in più cerchia, arcuate e concentriche, con la concavità rivolta verso monte. Ogni cerchia è formata da una ghirlanda di rilievi collinari. Questi si elevano fino a 150 m sulla pianura circostante che, coi propri detriti alluvionali, ammantano la base delle morene. Ogni cerchia è anche la precisa testimonianza di uno stazionamento del ghiacciaio che alla sua fronte rilasciava, come un gigantesco lentissimo *tapis-roulant*, i materiali rocciosi strappati dal substrato roccioso o franati dai versanti e trasportati al proprio interno.

Complessivamente le cerchie moreniche del medio Friuli sulle quali si distribuiscono i paesi di San Daniele del Friuli, Moruzzo, Tavagnacco e Tricesimo (cerchia esterna, tra tutte la più appariscente e continua), Colloredo di Montalbano, Cassacco, Montegnacco e Collalto (cerchia intermedia), Majano, Treppo Grande, Ursinis di Buia e Bueris (cerchia interna), formano il cosiddetto anfiteatro morenico tilaventino, ossia 'del Tagliamento', dalla sua denominazione latina (*Flumen Tilaventum*). Pirona, insigne studioso friulano, fu il primo a intuire la natura glaciale dei rilievi collinari che caratterizzavano l'ampio settore compreso tra Udine ed Osoppo.

I ghiacciai che ricoprono un territorio hanno direzioni di movimento che, con le debite eccezioni locali (transfluenze), corrispondono a quelle del reticolo fluviale al quale, momentaneamente(!), si sono sostituiti. Nel caso del Friuli il maggiore collettore fluviale era ed è il Tagliamento, fin dai tempi di quel lontano Miocene superiore con il Mediterraneo in secca, circa 6 milioni di anni fa (v. Cap. 2). Durante la glaciazione würmiana fu sempre ed ancora la Valle del Tagliamento, invasa dai ghiacci, a rappresentare il centro di raccolta e di massimo flusso glaciale. E fu allo sbocco nell'alta pianura friulana che l'immensa lingua glaciale tilaventina, espansa a ventaglio come una gigantesca zampa di tigre dai denti a sciabola, si adagiò terminando la sua corsa cominciata nel cuore delle Alpi Carniche. Eppure, potendo togliere dal settore compreso tra Gemona e Palmanova i più recenti depositi alluvionali accumulati nelle ultime decine di migliaia di anni, la zona si arricchirebbe di nuove e insospettite evidenze glaciali.

Sarebbe come passare un quadro ai raggi x scoprendo figure e particolari altrimenti invisibili. Immaginando dunque di osservare l'interno dell'alta pianura friulana, apparirebbe un'ulteriore e più meridionale serie di archi morenici (attualmente sepolti sotto le più recenti alluvioni) distribuita tra Reana, Martignacco, Udine, Terenzano e Basiliano. Negli scavi e nei pozzi eseguiti nella zona i depositi morenici sepolti sono formati da ghiaie grossolane, prive di organizzazione interna ed imballate in abbondante matrice fangosa. In esse si rinvengono frequentemente blocchi di roccia di cospicue dimensioni (i cosiddetti trovanti glaciali o massi erratici) con volume spesso prossimo e a volte superiore al metro cubo. La loro distribuzione spaziale suggerirebbe la presenza di

una ulteriore serie di tre cerchie moreniche, la più interna delle quali emergerebbe dalle alluvioni affiorando a ridosso del grande arco morenico di San Daniele del Friuli, Moruzzo e Tricesimo, con i più modesti rilievi collinari di S. Margherita, Castellerio, Morena e Qualso. Il minimo grado di alterazione di questi depositi sepolti, solo leggermente più alto rispetto a quello delle più note morene affioranti dell'anfiteatro tilaventino, ne fa riferire l'attribuzione alla glaciazione würmiana, anche se molti autori dello scorso secolo tendono a proporle come rissiane.

Per comprendere meglio e cercare di interpretare i dati ricordiamo che la glaciazione würmiana, iniziata circa 120.000 anni or sono con un progressivo deterioramento climatico globale e terminata 10.300 anni fa, fu caratterizzata al suo interno da alcune oscillazioni termiche positive. La ciclica variazione delle temperature favorì lo sviluppo di una serie di massimi di freddo (da un minimo di due ad un massimo di tre acmi glaciali würmiane) intervallati a brevi periodi di gelo meno intenso. In particolare le due più sensibili acmi fredde sono databili a 50 e 20 mila anni fa circa. Gli aumenti periodici della temperatura, seppure sempre molto contenuti, furono sufficienti in molti contesti orografici a determinare un momentaneo e contenuto ritiro delle coltri glaciali con le rispettive lingue glaciali di ablazione.

È giunto il momento di riassumere le idee. Si farà considerando anche il significato dei depositi morenici sepolti che, secondo quanto emerge da tre diversi studi di altrettanti autori (Taramelli, 1877; Paronuzzi, 1988; Venturini, 1988), sarebbero distribuiti sotto la superficie attorno ad Udine.

La ricostruzione tridimensionale dell'anfiteatro morenico tilaventino può chiarire meglio la situazione. Osservando il margine meridionale del vasto apparato morenico del Tagliamento non è difficile percepire un particolare già segnalato e in parte compreso dai vecchi autori (Sacco, 1898, 1937; Marinelli, 1900, 1912; Feruglio, 1907, 1920; Nievo, 1908; Penck & Bruckner, 1909; Gortani, 1937; Comel, 1954). Essi, concordemente, ritenevano che i dossi morenici più esterni tra tutti (S. Margherita, Castellerio, Morena, Qualso,...) formati da colli di scarse dimensioni ed elevazioni, spesso orientati in maniera affatto irregolare rispetto all'imponente arco morenico che a poca distanza li sovrasta e ricopre, fossero separabili dalle più regolari ed imponenti cerchia moreniche affioranti e per questo le attribuirono, seppur dubitativamente, alla glaciazione rissiana. Proposero questa interpretazione pur restando perplessi di fronte al limitato grado di alterazione presentato dai depositi; alterazione di poco più sensibile rispetto a quello presente nella imponente cerchia morenica più nota e conosciuta, quella di Tricesimo.

Ora, grazie agli studi climatici degli ultimi cinquant'anni, la storia würmiana è stata riscritta e quest'intervallo glaciale, un tempo ritenuto caratterizzato da condizioni termiche omogenee per l'intera sua durata, si è rivelato, al contrario, condizionato da oscillazioni verso condizioni di moderato riscaldamento. Il che portava periodicamente i ghiacciai, se non a scomparire dal territorio, perlomeno a ritirarsi verso i territori montani d'origine.

Ecco quindi che la lunga durata della glaciazione würmiana deve essere scomposta in più periodi climatici (almeno due, forse tre e magari quattro) con temperature estremamente rigide. Sono stati definiti come *pleniglaciali*, seguiti da un numero che ne individua la cronologia relativa di sviluppo. La distinzione tra i singoli pleniglaciali è stata possibile per la periodica insorgenza di intervalli di freddo meno intenso. Rispetto a quanto ritenuto in passato, questa si rivela una differenza sostanziale che dev'essersi necessariamente riflessa sulla dinamica dei ghiacciai alpini. L'effetto più diretto fu lo sviluppo di cicli multipli di avanzamento e di ritiro confinati all'interno del medesimo intervallo glaciale, nel nostro caso quello würmiano.

Forse sta proprio in questo la chiave di lettura dei dati, per certi versi anomali, presenti alla fronte del più appariscente, continuo e conosciuto arco morenico affiorante dello spettacolare apparato morenico tilaventino. Forse occorre proprio considerare quelle basse morene più avanzate come un ridotto arco morenico del Würm antico (pleniglaciale basso o, in alternativa, medio, ma sempre anteriore all'ultimo) che la ricostruzione tridimensionale ci mostra rivestito ed ammantato da alluvioni fluvioglaciali e ricoperto a monte dal grande arco morenico che sopra ad esso si adagia fin quasi a seppellirlo. Forse allora è anche corretta l'ipotesi che questi bassi rilievi morenici, seppelliti verso sud dalle alluvioni, siano strettamente imparentati con quegli archi di cui s'intuisce lo sviluppo e se ne osserva, in certi scavi, la presenza nel sottosuolo tra Reana, Udine, Terenzano e Basiliano. Archi ormai completamente sepolti, anche se a volte per meno di un metro, sotto le successive alluvioni. Così come lo sono, ma in maniera assai minore le tre cerchia che formano, fra Tricesimo e Buia, la vasta parte affiorante dell'anfiteatro.

In questa possibile interpretazione le tre cerchia concentriche del sottosuolo udinese, di cui il più arretrato arco morenico emergerebbe dalla pianura a nord di Udine con i modesti dossi di S. Margherita, Castellerio, Morena e Qualso, costituirebbero l'effetto di una fase precoce di raffreddamento würmiano (un pleniglaciale antico). Allo stesso modo, la ghirlanda di archi concentrici ben sagomati, volumetricamente consistenti, e per questo più noti, affioranti fra Tricesimo e Buia, sarebbe l'espressione di un successivo pleniglaciale (il più recente).

Entrambi i pleniglaciali sarebbero stati caratterizzati da un'espansione massima che determinò per entrambi i gruppi di morene l'iniziale deposizione di un'arco frontale in posizione esterna, e di successivi archi

recessionali, frutto di momentanee stasi durante l'inizio della fase di ritiro glaciale. Una sorta di brevi ripensamenti del ghiacciaio (e quindi del clima) prima di iniziare la grande corsa a ritroso.

L'evoluzione del complesso apparato morenico tilaventino, tutta dunque concentrata nel Glaciale Würm, potrebbe essere riassunta secondo le seguenti possibili tappe evolutive.

Nel farlo si assume che dei possibili tre pleniglaciali attribuiti al Würm solo di due si siano conservati gli effetti nel settore friulano.

1) Pleniglaciale W1 (circa da 120.000 a 90.000 anni fa, con acme intorno a 110.000). Espansione e stazionamento glaciale. E' probabile che la lingua glaciale abbia sostato in posizione più arretrata rispetto alle attuali morene affioranti. In tal modo i corrispondenti depositi sarebbero stati inglobati dalle successive maggiori espansioni glaciali e ridistribuiti più a valle.

2) Fase di moderato riscaldamento climatico, W1-2 (circa da 90.000 a 70.000 anni fa). I ghiacciai alpini si ritirano. Non è dato di conoscere l'entità del regresso glaciale.

3) Pleniglaciale W2 (circa da 75.000 a 40.000 anni fa, con acme intorno ai 70.000). Espansione e stazionamento glaciale. Il ghiacciaio tilaventino si spinge verso sud raggiungendo e superando Udine di oltre 5 km. Si generano tre archi morenici concentrici, probabile espressione di limitate variazioni locali del clima e/o della quantità di precipitazioni. L'arco morenico più esterno, che testimonierebbe la massima espansione würmiana in Friuli, avrebbe trovato nel modesto rialzo tettonico di Sammardenchia-Pozzuolo-Orgnano-Variano (elevato di alcuni metri sopra la linea della pianura) una ragione in più per confinare su quella fascia il proprio sviluppo meridionale. Alla deposizione dell'arco frontale seguono nel tempo un primo ritiro, con stazionamento in corrispondenza della direttrice Tavagnacco-Feletto (deposizione della I morena recessionale), e un secondo ritiro con sosta sulla direttrice S. Margherita-Castellerio-Morena-Qualso (deposizione della II morena recessionale). Lo spessore degli accumuli morenici di questa fase non supera la quarantina di metri. Parallelamente, le acque di fusione ricche di detriti fluvio-glaciali diffondevano il loro carico alla fronte della lingua glaciale contribuendo alla costruzione della pianura friulana.

4) Fase di moderato riscaldamento climatico, W2-3 (circa da 40.000 a 30.000 anni fa). I ghiacciai alpini nuovamente si ritirano attestandosi su posizioni non precisabili. La vallata del Tagliamento è di nuovo solcata dalle acque fluviali. Il carico solido più grossolano (ghiaie e ghiaie sabbiose) viene distribuito nell'alta pianura friulana. Un ramo del Tagliamento con tutta probabilità si inseriva tra Buia e Susans espandendo le proprie acque verso Udine. Sul lato orientale i deflussi del Torrente Torre facevano lo stesso. Progressivamente i depositi fluviali si estesero lateralmente e crebbero in spessore ammantando le cerchia moreniche precedentemente deposte (W2) e finendo col risparmiare solo le porzioni più rilevate. Su di esse agisce un blando modellamento erosivo che arrotonda e rielabora la parte più esterna del deposito.

5) Pleniglaciale W3 (circa da 30.000 a 17.000 anni fa, con acme intorno ai 20.000). Ulteriore ed ultima espansione glaciale seguita da stazionamento. Si generano, in una rapida successione temporale durata qualche migliaio di anni, tre principali cerchia moreniche. La prima e più esterna è la potente morena frontale di Ragogna-San Daniele-Moruzzo-Tricesimo. Si appoggia con forza all'ultima e più interna morena recessionale del Pleniglaciale W2, in parte ricoprendola, in parte cannibalizzandone i depositi. Ad una modesta fase di ritiro fa seguito uno stazionamento che, in posizione più arretrata di 3-4 km dà origine alla I morena recessionale di questo nuovo ciclo (morena di Caporiacco-Colloredo-Treppo Grande-Collalto). Occorre sottolineare che tanto questa morena quanto quella frontale, ad un'attenta osservazione appaiono costituite da una serie di sottili cordoni paralleli. Segue un ulteriore ritiro dei ghiacci interrotto da un ennesimo stazionamento attestato a pochi chilometri dal precedente. La nuova sosta produce la seconda e più ridotta morena recessionale dell'anfiteatro tilaventino. Il corrispondente deposito non è molto esteso, spesso indistinto e non sempre ben percepibile, e si distribuisce tra Majano e Urbignacco di Buia, avvolgendo il Colle di Buia formato da rocce di età eocenica. Tra la morena frontale e le recessionali si formano ristagni che si trasformano in sottili laghi con l'accumulo di argille e limi e localmente torbe. Mentre il ghiacciaio tilaventino si ritira e alternativamente staziona, gli scaricatori glaciali sono attivi in più punti della fronte glaciale (Torrenti Cormor e Corno). Il loro abbondante carico solido è distribuito verso Udine completando l'opera di seppellimento degli archi morenici attribuibili al Pleniglaciale W2. Sopravviveranno, in affioramento, solo le porzioni sommitali della morena recessionale più interna (S. Margherita-Castellerio-Morena-Qualso).

6) Fase di marcato riscaldamento climatico (circa da 17.000 a 16.000 anni fa). Ritiro complessivo dei ghiacciai alpini. Riaffermazione del reticolo fluviale nelle valli precedentemente occupate dai ghiacci.

Lo spessore della coltre würmiana decresceva dalle zone di accumulo e produzione dei ghiacci – le alte cime delle Alpi Carniche e Giulie, dove poteva raggiungere i 1.500 m – a quelle delle Prealpi – con spessori intorno ai 1.000 m – per passare ai 400 m di Gemona e ridursi ad appena 50 m al fronte esterno della lingua glaciale. Da questi spessori di ghiaccio che, ricordiamolo sempre, si muovevano costantemente verso le quote inferiori ad una velocità di alcuni metri al giorno emergevano le cime montuose più elevate, i cosiddetti *nunatak**. Tra i monti del Friuli solo i rilievi prealpini più meridionali restarono completamente e costantemente liberi dai ghiacci. Anche

questa fascia era comunque solcata da alcune ridotte lingue glaciali che, provenendo da Nord, si insinuavano nella vallate del Torrente Meduna e del Torrente Arzino per le Prealpi Carniche e lungo l'alta valle del Torrente Torre e in quella del Fiume Natisone per le Prealpi Giulie.

Al centro, a discriminare le Prealpi Carniche da quelle Giulie, si espandeva la grande lingua glaciale del Fiume Tagliamento. All'altezza di Tricesimo si estendeva, da sponda a sponda, per circa 20 km di larghezza, confinata lateralmente dai contrafforti rocciosi del M. Prât ad ovest e di Savorgnano al Torre ad est. Alla fronte della lingua glaciale tilaventina si aprivano almeno tre *porte del ghiacciaio* dalle quali traboccavano, con rumore scrosciante di ciottoli e frammenti rocciosi trascinati e sbattuti l'uno contro l'altro, le acque di fusione.

Dalle tre distinte porte del ghiacciaio, distanziate una dell'altra, uscivano il Torrente Cormor, tra Tricesimo e Pagnacco, il Torrente Corno, tra Rive d'Arcano e San Daniele, ed infine il Fiume Tagliamento, alla stretta di Pinzano. Davanti alla fronte esterna del ghiacciaio, verso sud, a perdita d'occhio si estendeva la pianura friulana.

I depositi fluvio-glaciali della pianura friulana

Durante il Würm la pianura friulana di quei tempi appariva come un tundra solcata da infiniti rivoli privi di veri e propri argini e da alcuni fiumi, tra i quali cominciava a spiccare il Tagliamento. La vegetazione d'alto fusto, conifere, e betulle, colonizzavano a tratti le basse morfologie di una piana alluvionale che durante i pleniglaciali si sviluppava ben oltre l'attuale linea di costa friulano-giuliana. Più giù, molto più a sud, dopo altri 200 km di pianura, all'altezza di Pescara, si poteva finalmente raggiungere il Mare Adriatico. Era la logica conseguenza del diffondersi dei ghiacci nei due emisferi. Monopolizzate nelle calotte polari e nei nuclei glaciali che rivestivano i rilievi all'interno dei continenti, le acque erano costantemente sottratte al bilancio idrico degli oceani e dei mari.

Come riflesso il livello marino globale durante il Würm (e fu lo stesso per le glaciazioni precedenti) calò fino a circa -120 m e per alcuni ricercatori si abbassò fino a raggiungere -145 m. Ovunque le coste si spostarono verso mare, scoprendo vaste aree che furono trasformate in pianure e lagune basse, come accadde per l'alto Adriatico. Durante la glaciazione würmiana si sarebbe potuta raggiungere la Dalmazia procedendo a piedi da Ancona in pochi giorni di cammino.

Per ulteriori e più dettagliate informazioni sull'evoluzione della pianura friulana durante il Würm si rimanda al Cap. 7 (La pianura friulana occidentale) dove la sua storia würmiana s'intreccia ed integra con le modifiche oloceniche.

I depositi di sbarramento glaciale durante la de glaciazione

Abbiamo preso confidenza con i segnali che i ghiacciai würmiani hanno lasciato sul territorio friulano a testimonianza del loro passato più glorioso e florido. Attraverso gli archi morenici frontali dell'anfiteatro tilaventino, sia sepolti che ancora affioranti, abbiamo percepito l'intensità della possente espansione glaciale würmiana verso l'alta pianura. La posizione di quegli archi ancora oggi, a distanza di qualche decina di migliaia di anni, ci racconta con precisione e misterioso fascino il loro protendersi lontano dalle zone di alimentazione, relegate tra le conche montuose delle più alte quote alpine. Osservando i sedimenti alluvionali ghiaioso-sabbiosi dell'alta pianura, espulsi in passato dalle porte del ghiacciaio würmiano, abbiamo scoperto la profonda e continua vitalità che anima le fasce più profonde di quelle immense lingue glaciali, solo apparentemente statiche e invece, al contrario, quasi vitali.

E' arrivato il momento di guardare oltre. Alla grandiosa, ultima espansione glaciale, seguì il rapido declino. Sotto la sferza delle temperature crescenti i ghiacciai velocemente si ridimensionarono. Le lingue glaciali spostarono il loro fronte verso l'interno della catena, ritirandosi lungo le rispettive vallate, con velocità senza dubbio misurabili con valori dell'ordine di alcune centinaia di metri all'anno.

Come dell'Impero Romano ci restano precise testimonianze archeologiche a conferma non solo del suo periodo di massimo splendore, ricchezza e prestigio, ma anche del successivo, inevitabile declino, così per la glaciazione würmiana e la sua coltre di ghiacci alpini possiamo percepire, attraverso quanto è stato abbandonato sulla superficie del territorio, non solo la massima espansione ma, in egual misura, il suo drastico ridimensionamento, preludio alla propria fine. Cercheremo dunque di scoprire cos'è che può ancora raccontarci, a distanza di quasi 20.000 anni, l'agonia dei ghiacciai würmiani che, per molte decine di migliaia d'anni, avevano colonizzato, con la loro ingombrante presenza, le Alpi e Prealpi orientali. Per comprendere meglio diventa essenziale cercare di immaginare quello che dovette accadere nelle vallate friulane durante il progressivo aumento delle temperature verificatosi al passaggio dal Würm al tardo-Würm, poco meno di 20.000 anni or sono.

Ecco, basta poco per raffigurarsi lo scenario che nel tardo Pleistocene dominò le Alpi in generale, e il settore alpino carnico e giulio, in particolare. La grande lingua glaciale würmiana del Tagliamento era alimentata dalle molte lingue secondarie che fluivano dalle vallate alpine carniche e giulie: le valli dei Torrenti Lumiei, Degano e But, e del Fiume Fella. In ognuna delle lingue glaciali secondarie confluivano lingue di ghiaccio minori secondo una gerarchia parallela e sovrapponibile a quella dell'odierno reticolo fluviale.

Il rialzo globale delle temperature produsse il progressivo innalzamento delle nevi perenni (l.n.p.), la quota oltre la quale le precipitazioni nevose sono destinate a permanere, senza sciogliersi, durante tutto l'anno. La conseguenza fu che le vallate i cui rilievi non raggiungevano quote molto elevate, e che quindi erano dotate di conche (circhi glaciali) con crinali posti ad altezze modeste, furono, prima delle altre, liberate dai ghiacci perenni.

Sorvolando idealmente il territorio carnico di allora, durante la stagione estiva, si sarebbe potuto apprezzare il contrasto tra le poche vallate il cui fondo era ancora percorso dai ghiacci, e le vaste aree ormai già deglacciate che si andavano ampliando, secolo dopo secolo, in progressione geometrica. Osservando con maggiore attenzione i caratteri di quel paesaggio nel quale le lingue glaciali, già agonizzanti, occupavano il fondo dei soli rami vallivi principali, si sarebbe potuto notare qualcosa di interessante.

La piana di Illegio

L'esempio più immediato ed eclatante, ancora ben percepibile nel suo significato ereditato quasi 20.000 anni or sono, è conservato ad Illegio, a sei chilometri da Tolmezzo, nel cuore della Carnia. La vasta spianata al margine della quale sorge il paese è quanto resta di un antico lago, o meglio del suo riempimento. Se ne ha conferma calandosi lungo i dirupi ad occidente del paese, lì dove le erosioni recenti stanno incidendo ed asportando lentamente l'antico deposito fluvio-lacustre. Nella ripida scarpata, alta parecchie decine di metri, parzialmente adibita a discarica e percorsa da un rigagnolo che si fa rio procedendo verso le quote più basse, si può toccare con mano la storia quaternaria del settore.

Alla base molti metri di limi laminati, orizzontali ed ancora soffici (sottoconsolidati), danno corpo all'idea di un antico lago, confermata dalle ghiaie che, in potenti strati inclinati ricoprono quei fanghi testimoniando l'avanzamento di un delta carico di detriti alluvionali grossolani. Da ultimo ricopre il tutto una successione di ghiaie e sabbie sub-orizzontali dai tipici caratteri fluviali. Sopra gli ultimi di tali strati è cresciuta l'erba del ripiano di Illegio, sono stati coltivati i campi che abbiamo attraversato prima di trovare il dirupo, ed è stata costruita la strada che arriva a lambire l'orlo della ripida scarpata.

Attraverso i limi lacustri, le ghiaie e sabbie deltizie e fluviali, abbiamo assistito, quasi accadesse ora, alla nascita di un lago, di un antico lago (un paleolago), alla sua lenta fine, causata dall'avanzamento rapido di un delta, ed infine al suo "riciclarsi" in piana alluvionale percorsa da quel fiume che, sempre in agguato, seguiva da vicino il delta, sua diretta avanguardia, al quale si sostituiva man mano che questo avanzava.

Ecco che dagli effetti (gli strati con le proprie caratteristiche) siamo risaliti alle cause (la presenza del lago e il suo riempimento). Resta solo da stabilire il movente: ossia perché un lago proprio lì e perché il quel preciso momento geologico. Per ottenere una risposta occorre tornare alla visione iniziale: le lingue glaciali ormai divise e agonizzanti, circondate da territori deglacciati sempre più ampi. Ecco il movente cercato! La lingua glaciale che ancora occupava la Valle del But era ormai l'ultima vestigia glaciale del settore. Traeva l'alimentazione dalle alte cime orientali del massiccio del M. Cogliàn che, con le sue quote elevate, le garantivano un ultimo, prolungato rifornimento di ghiaccio prima della inevitabile fine.

La lingua scendeva lungo il Canale di San Pietro con spessori che, poco prima di Timau, potevano raggiungere i 400 m e dopo Arta, tra Cedarchis e Tomezzo, si riducevano a malapena 100 m. Tanto bastò però per bloccare il deflusso delle acque del Rio Frondizzon che drenavano la piccola valle che scende dal M. Palaverte, propaggine meridionale del M. Sernio. Le acque della vallecchia, bloccata trasversalmente dalla lingua glaciale del But, si raccolsero alla base della Pieve di San Floriano, formando il paleolago di Illegio.

La conca di Tarvisio

Esiste in Friuli un altro, ben più imponente esempio di lago di sbarramento glaciale, originato sul modello evolutivo descritto per quello di Illegio. E' il paleolago della conca di Tarvisio.

Già individuato da Gortani e da Desio (1926) sulla base dei depositi deltizio-lacustri rimasti a testimoniare la passata esistenza, deve la ragione della sua formazione all'ampia lingua glaciale che, durante la deglacciamento würmiana (Pleistocene alto, intorno ai 20.000 anni fa) occupava la vallata della Gail, in territorio austriaco appena oltre confine. I ghiacciai si stavano rapidamente ridimensionando a causa di una progressiva tendenza globale verso un riscaldamento climatico. In simili condizioni sopravvivevano più a lungo di altre le lingue glaciali che a monte potevano contare su un consistente bacino di alimentazione, e quella che fra tutte ancora si attardava fluendo lungo la Valle della Gail era tra queste. Al contrario, il territorio tarvisiano, che poteva contare solo su limitati approvvigionamenti locali, risultava già deglacciato, ad esclusione solo delle più elevate ed interne conche di circo glaciale (M. Mangart, Jof di Montasio nord, ...). Le acque del reticolo fluviale tarvisiano, risorto e rinvigorito da apporti meteorici e di fusione, si bloccarono, come avveniva nei medesimi istanti per il paleolago di Illegio, verso la zona di natural deflusso, in questo caso rappresentata da Valico di coccau. L'ostacolo trasversale che si opponeva al deflusso era rappresentato dalla lingua della Gail.

Sui fondali lacustri decantarono parecchi metri di limi cui si sovrapposero ingenti ghiaie deltizie progredenti dagli immissari fluviali. La figura (v. testo originale) ricostruisce l'insolito e spettacolare paesaggio lacustre

che circa 20.000 anni fa fece da tappa intermedia nella transizione dall'ambiente glaciale a quello fluviale. I sedimenti lacustri di allora, sempre *sottoconsolidati**, sono perfettamente conservati e visibili lungo il tratto terminale del Rio Bianco sono diffusi nel sottosuolo della località Boscoverde, e si espandono, osservabili negli occasionali periodici scavi, nella piana di Valbruna, a nord del paese.

Va comunque ricordato che la Valcanale anche in un passato meno recente (?Interglaciale Riss-Würm, ?fase di deglaciazione rissiana) aveva già ospitato un paleolago. E' testimoniato da localizzati ma appariscenti affioramenti di conglomerati deltizi, tenacemente cementati, fratturati e fagliati. I relativi strati, inclinati verso est ancora a registrare la direzione e verso di avanzamento obliquo delle ghiaie che si gettavano nel lago, sono visibili lungo il Rio Nero (Aclete) e, specialmente, a nord di Ortigara in Val Romana, lungo le sponde del medio Rio Bianco.

La definitiva scomparsa della lingua glaciale della Gail, verificatasi per il progressivo ritiro verso ovest, decretò la parallela fine del lago tarvisiano dell'alto Würm. Ne conseguì una rapida erosione fluviale che, in poco tempo scavò profondi solchi nei soffici sedimenti fluvio-lacustri non cementati e sottoconsolidati. Fu allora che nella conca di Tarvisio presero forma le morfologie erosive che oggi osserviamo.

La Val Pesarina e la piana di Clavais (Ovaro)

Un settore vallivo precocemente deglaciato, sia esso di grandi o ridotte dimensioni, quando è temporaneamente sbarrato da una lingua glaciale in transito (e progressivo ritiro), diventa sede d'accumulo di sedimenti alluvionali. Abbiamo visto che, in questi casi, i primi depositi sono lacustri e risultano formati, come sempre accade per i fondali di tutti i tipi di laghi intramontani, da limi ben stratificati ed organizzati in sottili lamine. Ai limi di norma si sovrappongono delle alluvioni, sabbiose e ghiaiose, le quali testimoniano l'avanzata (progradazione) di un delta e del retrostante fiume o torrente immissario. Le alluvioni quasi sempre finiscono per estendersi fino a colmare il bacino lacustre occupando tutta quella che era stata la sua superficie. Non più acque del lago dunque ma spianata alluvionale di ghiaie e sabbie. Queste piane ancora oggi sono riconoscibili perlustrando il territorio. Sono conservate a quote più alte del fondovalle un tempo occupato dallo sbarramento della lingua glaciale in retromarcia forzata.

Abbiamo visto negli esempi trattati in precedenza che le alluvioni che riempiono questi bacini lacustri da sbarramento glaciale hanno un assetto generalmente suborizzontale. Risalendo verso le zone di provenienza dei materiali sabbioso-ghiaiosi, è comune che gli stessi depositi si siano sedimentati in leggera pendenza, formando una sorta di ventaglio alluvionale (cfr. Cap. 6). A distanza di molte migliaia d'anni le parziali erosioni e la copertura erbosa ed arbustiva, se non quella d'alto fusto, hanno rivestito ciò che resta di quelle antiche alluvioni celandone il *contenuto*. L'unico indizio che resta spesso volte è solo la *forma* che caratterizzava tali accumuli nel momento della loro deposizione. Ecco che allora una spianata sospesa su una valle in posizione sopraelevata e certamente anomala deve far riflettere. Come per il caso di Illegio un'altra di queste spianate alluvionali, tanto 'anomale' quanto spettacolari nella loro collocazione apparentemente impossibile, s'incontra appena sopra Ovaro, nella zona di Clavais. E' raggiungibile portandosi all'estremità nord-orientale del paese. Da lì il ripiano si estende verso nord fino a terminare bruscamente in una scarpata erosiva coperta da vegetazione. E' tanto pianeggiante da essere stato sfruttato come sede per un campo di calcio.

Clavais, con la sua piana, giace a 800 m s.l.m. e si affaccia sull'ampia Val Degano, o Canale di Gorto, il cui fondovalle corre quasi 300 m più in basso. Il Torrente Degano, che scorre nell'omonima vallata, quasi di fronte a Clavais riceve il suo affluente principale: il Torrente Pesarina. Questo corso d'acqua occupa una valle che, seppur laterale rispetto ai sistemi di drenaggio primari, eguaglia e supera per ampiezza e sviluppo gran parte delle vallate principali che confluiscono in quella del Tagliamento.

La Val Pesarina conserva una serie di forme, ma sarebbe meglio dire dei brandelli di forme, riconducibili per età e genesi alla spianata di Clavais. Sono questi dei residui di ventagli alluvionali formati anticamente dalle ghiaie sabbiose trasportate dagli affluenti del Torrente Pesarina e deposte nella zona di confluenza. Unica anomalia: attualmente anch'essi si trovano in posizione... sospesa, collocati a strapiombo sul fondovalle del torrente, ad un'altezza di circa 100 m da quest'ultimo. Anzi, si può anche osservare come gli stessi rii che un tempo li hanno generati, li hanno anche, in tempi appena successivi, profondamente incisi (cfr. Cap. 6). Come conseguenza si sono formati dei nuovi e più recenti (Olocene) ventagli di alluvioni, incastrati nei primi e posti, naturalmente, 100 m più in basso, ormai all'altezza del corso del Torrente Pesarina. Resta da capire, qui come a Clavais, cosa può giustificare la presenza di ripiani e ventagli alluvionali appoggiati alle medie quote di un versante.

In Friuli, poco meno di 20.000 anni fa, la glaciazione würmiana volgeva al termine. Il limite delle nevi perenni (l.n.p.) si stava dunque progressivamente alzando. Questo causava il rapido ridimensionamento della complessiva coltre glaciale che fino a quel momento aveva ricoperto gran parte di rilievi alpini. Sopravvivevano ancora, seppure agonizzanti, quelle lingue glaciali che ricevevano alimentazione dai circhi posti a quote molto elevate. La Val Degano era tra queste. Drenando i ghiacci delle giogaie del M. Cogliàns e dei Monti Fleons e Avanza, poteva, ancora per qualche tempo, permettersi una propria lingua glaciale. Osservando la Val Degano

dalla cima del M. Forchia con gli occhi di un cacciatore mesolitico, avremmo visto un nastro glaciale, spesso non più di 250-300 metri, occuparne il fondo e scorrere in direzione di Villa Santina, terminando a quei tempi circa all'altezza della stretta di Muina. Al contrario, il fondovalle della Val Pesarina, si presentava già completamente deglaciato.

Ecco i presupposti cercati! Da un lato (Val Pesarina) all'altro (Clavais) della lingua glaciale i detriti trasportati dai corsi d'acqua dei territori appena deglaciati si accumularono contro la barriera di ghiaccio, come già era avvenuto ad Illegio e Tarvisio. Rapidamente le due zone cominciarono a riempirsi di alluvioni. Forse all'inizio si trattò di depositi deltizio-lacustri, di certo in gran parte furono fluviali, come oggi appare nelle occasionali incisioni non coperte da vegetazione. Si formarono così dei livelli di alluvioni che raggiunsero quote di 700-800 m. Quando la lingua glaciale, in retromarcia forzata, superò Ovaro raggiungendo Comegliàn, i sedimenti inizialmente appoggiati lateralmente ad essa restarono... sospesi. Le loro parti frontali cominciarono in parte a franare e i corsi d'acqua che fino a quell'istante avevano divagato alla sommità delle proprie alluvioni, per poi incunarsi nella lingua glaciale e procedere oltre scorrendovi alla base, si raccordavano ora al corso del Torrente Degano con due ripide cascate. I materiali soffici e non cementati furono incisi senza difficoltà. Il Torrente Pesarina, le cui portate idriche sono sempre state di una certa rilevanza, spazzò via in pochi anni gran parte di quei depositi. Ne furono risparmiate solo alcune vestigia abbarbicate ai versanti e poste in corrispondenza dei rii tra Avausa e Osais. Sull'altra sponda, i depositi alluvionali di Clavais subirono l'erosione, meno intensa, del Rio Navas.

4 - Gli stadi glaciali tardo-würmiani nelle Alpi Carniche e Giulie

Il riscaldamento climatico del Pleistocene Superiore, in un intervallo collocabile intorno ai 17.000-16.000 anni fa aveva ormai cancellato dal territorio friulano la pressoché totalità dei ghiacci würmiani. Il limite delle nevi perenni era rapidamente salito oltre quota 2.500 m. Poi, all'improvviso, sopraggiunse una sorta di 'colpo di coda' del glacialismo würmiano. le temperature medie tornarono rigide e il limite delle nevi perenni bruscamente scese in Carnia intorno ai 1.750 m s.l.m. attuale (1.650 m nel Tarvisiano). Prese inizio l'intervallo tardo-glaciale würmiano (~17.000-10.300 anni BP). i rilievi maggiori del territorio regionale si rivestirono di ridotti nuclei glaciali, ognuno destinato a formare una piccola lingua protesa al massimo qualche chilometro lungo la corrispondente vallata. Lo stazionamento dei ridotti fronti glaciali (stadio di Bühl) non durò molto. Quanto basta per formare dei corrispondenti archi morenici frontali (morene di ablazione).

In seguito le temperature ripresero ad innalzarsi per incrementi successivi seguiti da momentanee stasi. parallelamente anche i nuclei glaciali si ridimensionarono attraverso un ritiro... a scatti, intervallato a stazionamenti durante i quali si accumulava un piccolo arco morenico, il successivo a quote più alte del precedente (stadi di Gschnitz, di Clavadel (Gschnitz II, o Schlern), di Daun e di Egesen). Lo sbarramento creato da alcuni tra gli archi morenici tardo-glaciali non di rado hanno bloccato il flusso delle acque di fusione creando laghi di particolare fascino, quasi tutti ormai colmati dai sedimenti.

Lo scenario climatico globale stava rapidamente cambiando. La glaciazione würmiana era ormai alle corde. L'improvviso innalzamento termico aveva innescato il ridimensionamento di tutti i ghiacciai alpini. In Friuli i centri di produzione di ghiaccio delle Alpi Carniche e Giulie ne risentirono in modo particolare a causa delle altitudini dei propri rilievi: le più basse dell'intera catena alpina meridionale. La superficie di territorio racchiusa dal limite dalle nevi perenni diminuiva di anno in anno e con essa sparivano ampie aree occupate dai ghiacci.

Le principali lingue glaciali della regione, più quelle che occupavano, da ovest verso est, l'alto Tagliamento, le vallate dei Torrenti Lumiei, Degano, But-Chiarsò e del Fiume Fella durante il Würm si riunivano tra Tolmezzo e Gemona a formare la poderosa lingua tilaventina, protesa verso Udine. Ora, intorno ai 20.000 anni fa, con la glaciazione würmiana ormai avviata all'epilogo, le cinque lingue avevano riacquisito la propria individualità ritirandosi, ognuna, oltre la zona di confluenza. Di lì a poche migliaia di anni nella fascia di media e alta montagna, a testimonianza del glacialismo würmiano, sarebbero restati solo gli accumuli glaciali di fondo e alcune - rare per la verità - morene laterali.

Se più a ovest, lungo i massicci dolomitici e ancor più oltre, nei territori alpini occidentali, qualche ridotto centro di produzione glaciale continuò a sopravvivere a motivo della maggiore altezza dei rilievi, questo non accadde in Friuli. La regione, intorno ai 17.000 anni fa, si era completamente liberata dal proprio fardello di ghiacci würmiani che, in più riprese, durante gli ultimi 110.000 anni aveva insistito nel ricoprire gli oltre 2/3 del suo territorio montano.

Tutto lasciava intendere che un lungo periodo interglaciale stava per avere inizio. Fu solo una sensazione. L'illusione durò un migliaio di anni, forse meno. Certamente un brevissimo istante in termini geologici. In modo progressivo e rapido il clima si deteriorò. Le temperature medie estive subirono un netto calo che portò il limite delle nevi perenni ad abbassarsi bruscamente. In tutte le Alpi europee molte aree rinnovarono o ampliarono le proprie coltri glaciali, nuovamente propense ad espandersi verso le quote inferiori.

In Friuli, nelle conche di raccolta nivale delle quote più elevate, la neve riprese ad accumularsi e, compatendosi sotto il proprio carico, innescò processi di flusso che portarono alla formazione di nuove piccole lingue di ghiaccio. Sembrò l'inizio di una vigorosa fase glaciale, invece tutto si fermò sul nascere. Fu un semplice rigurgito, una sorta di 'colpo di coda' del glacialismo würmiano durante il quale il livello delle nevi perenni scese, in Friuli, solo fino ai 1750 m s.l.m. stazionandovi per un limitato intervallo di tempo. La conseguenza fu che nelle zone più alte ed interne della catena alpina carnica e giulia si produssero degli embrioni di ghiacciai.

Furono molti e molto ridotti ma ognuno ben caratterizzato da un proprio serbatoio nivale, deputato alla produzione di ghiacci per successiva compattazione, e da una più o meno estesa lingua glaciale. Quest'ultima si allontanava tanto più dalla zona serbatoio quanto più quella era volumetricamente ampia, collocata ad altitudini elevate ed esposta a settentrione, con evidente riparo dai più miti venti meridionali. Tutto questo accadeva circa 16.000 anni fa. Tutte le Alpi accusavano il momentaneo e, in ultima analisi debole, irrigidimento climatico ampliando, dove ancora presenti, i residui ghiacciai würmiani oppure, come in Friuli, ricreandoli dal nulla.

Erano davvero poca cosa, specie se paragonati all'estensione dei poderosi ghiacciai würmiani, eppure le tracce, spesso perfette, lasciate sul territorio dal loro passaggio ce li rendono familiari, mirabilmente percepibili nelle loro originarie forme e dimensioni, facendoci apparire una sorta di modello su scala ridotta dei grandi ghiacciai che fino a poco prima avevano insistito su quegli stessi territori.

La fase di irrigidimento climatico, anch'essa comunque intervallata da periodiche oscillazioni più miti, durò circa 6.000 anni terminando intorno ai 10.000 anni fa in corrispondenza di un marcato rialzamento termico globale. L'intervallo è denominato tardo-Würm (o tardo-würmiano) ed è considerato l'istante conclusivo della glaciazione würmiana, iniziata 120.000 anni fa e durante la quale il limite delle nevi perenni nel settore alpino nord-orientale si era abbassato fino alla quota di 1300 m.

Si è visto che durante il tardo-Würm il limite delle nevi perenni, in Friuli, si era attestato inizialmente intorno ai 1750 m. Restò stabile per parecchi secoli e questo favorì lo stazionamento delle lingue glaciali di neo formazione su posizioni fisse e costanti nel tempo. Ma questo, ricordiamolo, è il requisito di base che consente di accumulare, al fronte di una lingua glaciale, una morena terminale dalla caratteristica forma ad arco con la concavità rivolta verso monte. Puntualmente il territorio ha registrato l'evento. Date le ridotte dimensioni delle lingue glaciali tardo-würmiane e il loro limitato tempo di stazionamento i rispettivi accumuli morenici frontali non sono nemmeno paragonabili ai fronti morenici würmiani dell'anfiteatro tilaventino. Ma proprio per questo, data la scala più ridotta, queste piccole morene frontali, rendono un servizio migliore al semplice escursionista appassionato di conoscenza, introducendolo con maggior facilità alla comprensione della dinamica glaciale.

A beneficio di chi al giorno d'oggi percorre le valli e le conche della catena carnica e giulia più interna (ma il concetto è valido per l'intero comprensorio alpino), l'intervallo tardo-würmiano dà ancora testimonianza di sé attraverso tutta una serie di piccoli archi morenici frontali, il più delle volte distribuiti a poca distanza uno dall'altro. Il messaggio che comunicano è inequivocabile e riguarda l'evoluzione climatica generale di quel periodo. La successione di piccoli archi morenici frontali, distribuiti nel tempo a quote via via superiori, è indice di un progressivo riscaldamento climatico intervallato a periodiche fasi di peggioramento. Durante queste ultime, le lingue glaciali si stabilizzavano stazionando per molti secoli in posizioni fisse sulle quali riversavano il loro carico detritico che dava origine agli archi morenici.

Nelle singole conche o vallate alpine, ogni arco morenico, collocato a quote via via più alte, è fatto corrispondere ad uno stadio dell'intervallo tardo-glaciale. Ognuno di essi marca dunque una breve fase di modesto irrigidimento climatico tardo-würmiano. Il primo di tali episodi è denominato 'stadio di Bühl'. Fu il più intenso e prolungato della serie e i relativi depositi morenici appaiono sempre come i più ampi e riconoscibili. Oltretutto sono quelli che si sono spinti alle quote più basse, raggiungendo in certi contesti gli 800 m s.l.m., come nel caso di Timau (v. oltre).

Ad esso seguirono gli stadi di Gschnitz e di Clavadel, separati da un brevissimo intervallo climatico leggermente più mite. Riscaldamenti più pronunciati separarono il successivo stadio di Daun e infine l'ultimo, lo stadio di Egesen, al termine del quale, circa 10.300 anni fa, si entrò definitivamente nell'Olocene, dominato da temperature sensibilmente superiori.

Le morene frontali dello stadio di Bühl

Non dobbiamo aspettarci che le morene frontali accumulate durante lo stesso stadio tardo-glaciale nelle diverse conche e vallate, ognuna connessa a nuclei glaciali indipendenti tra loro, siano tutte distribuite alla stessa quota. Nulla di meno probabile. La posizione dell'arco morenico è funzione diretta della capienza del circo che ospita il ghiacciaio, dell'esposizione dello stesso rispetto ai venti più miti che spirano da meridione, dalla ripidità dei versanti che delimitano la conca del circo (più ripidi sono e meno neve si accumula), della latitudine alla quale si sviluppa il circo stesso e, soprattutto, delle altitudini raggiunte dalle vette che lo delimitano. Tutto questo, e altri parametri minori, influenzano la posizione più estrema raggiunta dalla lingua glaciale. E' questa la fascia in cui la quantità di ghiaccio, in lento movimento dalla zone di produzione, si equilibra con la quantità che fonde.

Eppure esiste un parametro unificante che nell'ambito di uno stesso territorio, quale potrebbe essere il comprensorio alpino carnico o giulio, accomuna tutte le morene frontali attribuite al medesimo stadio. Questo parametro è il limite delle nevi perenni (l.n.p.) con variazioni contenute dovute all'esposizione dei versanti.

Si può affermare che, valutando a posteriori i dati glaciali lasciati sul territorio, è possibile ricavare l'originaria quota del l.n.p. Un primo metodo codificato da Louiss (1955), definito anche come 'metodo Marinelli' dal nome dell'ideatore, il famoso geografo udinese, prende in considerazione la quota di ritrovamento dell'arco morenico (poniamo, come nel caso della morena di Timau, 800 m s.l.m. attuale). Poi, sulla base della posizione di quest'ultima in seno all'orografia del territorio in cui ricade, individua (con l'aiuto di una semplice carta topografica della zona) le possibili aree di circo glaciale che dovevano costituire la conca (o le conche) di serbatoio nivale. Quasi sempre basta risalire i corsi fluviali trovandone le aree di sorgente e il gioco è fatto.

Una volta individuato il circo glaciale dal quale si originava l'alimentazione della rispettiva lingua occorre misurare le quote dello spartiacque che corre in cresta, segnando l'altezza media delle cime e creste più alte (nel caso dell'esempio: 2.780 e 2.620 m) e trovando la media aritmetica (2.700 m). A questo punto il l.n.p. risultava posizionato ad una quota intermedia fra quella della morena (800 m) e quella delle creste (2.700 m), ossia a 1.750 m*. Il valore si ottiene trovando il dislivello fra le due quote ($2.700\text{ m} - 800\text{ m} = 1.900\text{ m}$), dividendolo per due ($1.900\text{ m} : 2 = 950\text{ m}$) ed aggiungendolo a quello della morena ($800\text{ m} + 950\text{ m} = 1.750\text{ m}$) o sottraendolo a quello delle creste del circo glaciale ($2.700\text{ m} - 950\text{ m} = 1.750\text{ m}$).

In questo esempio la morena corrisponderebbe allo stadio di Bühl in quanto dalla letteratura specializzata questo è il valore per il l.n.p. del settore carnico durante il primo stadio tardo-würmiano.

Un secondo metodo ('metodo Kurowski'), partendo dagli stessi presupposti (posizione dell'arco morenico e delimitazione del circo glaciale), ricava approssimativamente il volume complessivo del ghiacciaio. La quota alla quale corre un'ideale superficie capace di dividere il ghiacciaio in due parti volumetricamente equivalenti corrisponde a quella del l.n.p. Il dato, non sempre di facile calcolo, ha comunque una precisione maggiore rispetto al 'metodo Marinelli'.

Sulla base di quanto appena enunciato (e utilizzando speditivamente il 'metodo Marinelli') ecco dunque che possono essere riferite allo stesso stadio tardo-würmiano (in questo caso allo stadio di Bühl) sia, ad esempio, la morena frontale di Timau, derivante dall'ampio circo sotteso da Creta di Timau-M. Coglians-M. Crostis-Cimon di Crasulina ed affiorante intorno agli 800 e 850 m tra l'abitato e il Fontanon, sia quelle presenti alle falde settentrionali del M. Zermula, distribuite invece a quote molto superiori, tra i 1.350 e 1.450 m. In entrambi i casi il calcolo del l.n.p. che ne ha accompagnato la formazione, porta ad ottenere per esso una quota molto prossima ai 1.750 m., ossia il limite delle nevi perenni che accompagnò e caratterizzò lo sviluppo dello stadio di Bühl.

Sperimentiamo lo stesso calcolo su un altro arco morenico le cui propagine a grossi blocchi dolomitici sono evidenti lungo la strada che sale da Forni Avoltri a Sappada, a ridosso del primo tornante e più giù, nel fondovalle. L'estesa morena frontale si sviluppa intorno alla quota 1.150 m. Il relativo circo, originario serbatoio della lingua glaciale che ha dato luogo alla morena, è facilmente riconoscibile ed è limitato dai crinali del M. Siera e della vicina Creta Forata (altezza media 2.400 m). Per questo accumulo glaciale il calcolo, effettuato con il 'metodo Marinelli', fornisce un l.n.p. attestato a quota 1.775 m; anche in questo caso è praticamente coincidente con quello relativo allo stadio di Bühl.

Conoscendo dunque le quote di posizionamento del l.n.p. durante i vari stadi tardo-würmiani e facendo riferimento ad un dato territorio, è possibile raggruppare i vari archi morenici frontali definendo, come diretta conseguenza, l'estensione (e il ritiro) dei nuclei glaciali nel corso del tempo.

Succede spesso che il riconoscimento dei depositi quaternari, e in modo particolare la corretta valutazione delle loro estensioni originarie, siano resi complessi o mascherati da successive erosioni torrentizie che ne hanno alterato, più o meno intensamente, la forma iniziale. Ne abbiamo percepito i riflessi nel Cap. 3, quando i laghi da sbarramento glaciale perdevano improvvisamente l'ostacolo di ghiaccio che li aveva propiziati e l'erosione regressiva che ne conseguiva incidava e scalzava parte del deposito. Ne riparleremo nel Cap. 5, trattando della formazione e dell'evoluzione dei laghi post-glaciali, olocenici, e mettendo in evidenza una serie di effetti erosivi ancor più pronunciati e distruttivi.

Anche gli archi morenici frontali tardo-würmiani sono frequentemente incisi da corsi torrentizi che in genere hanno asportato la porzione centrale dell'accumulo. Questo si verifica per due motivi. Quando la morena è abbandonata in un solco vallivo occupa necessariamente la posizione di fondovalle. Al ritiro (o alla scomparsa) della lingua glaciale il fondo della valle torna ad essere il luogo di raccolta e drenaggio delle acque superficiali; il torrente sostituitosi al ghiaccio si scava un varco erosivo nella morena separandola in due tronconi. Una simile conseguenza può essere osservata in esempi chiarificanti distribuiti in tutto il territorio carnico. In particolare l'effetto è facilmente visibile nelle morene frontali di Casera Peltinis - raggiungibile in auto da Sauris o da Lateis -, in quella della Casera Zoufplan (sopra Cercivento), nonché al M. Cerchio, a nord di Pontebba.

In alcuni casi può accadere che la morena frontale stadiale accumulatasi durante la fase di stazionamento del ghiacciaio locale, non riesca ad essere scalzata ed erosa dal torrente che, durante il successivo ritiro, ha rimpiaz-

zato la lingua glaciale. E' in questi casi che l'arco morenico funge da sbarramento al deflusso creando invasi lacustri sempre destinati, in tempi più o meno lunghi, ad essere colmati dalle ghiaie, sabbie e fanghi trasportati dagli immissari.

Laghi di questo tipo, sbarrati da un arco morenico dello stadio di Bühl sono ancora presenti in Friuli e sopravvivono dunque da più di 15.000 anni. Uno di questi è il Lago del Predil, nel Tarvisiano, che, con il livello posto a quota 950 m, occupa il fondo della Valle Rio del Lago. Ora si estende su una superficie di soli 0,5 km² mentre in origine superava i 2 km². Con una lunghezza che dai 4 km iniziali si è ridotta ad un solo chilometro per l'avanzamento degli apporti fluvio-deltizi del Rio del Lago che col tempo finirà per colmarlo. Si può anche prevedere che la completa trasformazione dell'invaso lacustre in piana alluvionale si compirà solo tra alcune migliaia di anni.

Verso monte, nella zona di ingresso dell'immissario, si percepisce il lento ma progressivo avanzamento dei detriti ghiaiosi che ad ogni piena progrediscono di qualche centimetro. Col passare delle migliaia di anni finiranno col riempire il lago appoggiandosi alla morena che, come diga naturale, ne regge le sorti. E' molto probabile che quando questo accadrà le acque del torrente cominceranno ad intaccare la morena-diga e, con un'erosione cosiddetta 'regressiva', inizieranno ad incidere ed asportare parte dei retrostanti depositi lacustri. E' quanto sicuramente si è verificato lungo il Torrente Ongara-Ampiadè, di fronte alla località Pradibosco, nell'alta Val Pesarina. Scendendo nel rio, in corrispondenza del tornante inferiore, si riconosce una splendida morena stadiale a grossi blocchi, già individuabile dalla strada e profondamente incisa dall'erosione fluviale.

Osservando meglio, sul retro della morena, lungo la sponda destra del torrente, si può trovare quanto resta di un antico riempimento lacustre. In questo caso il deposito è sopravvissuto alla forte erosione con qualche metro di limi e sabbie di fondo lago che si appoggiano ai resti della morena. Nell'insieme *arco morenico - depositi lacustri - incisione fluviale* è con certezza leggibile la storia di questo settore durante gli ultimi 15.000 anni.

Non lontano dal Lago del Predil, il territorio tarvisiano conserva altri due laghi di sbarramento morenico, entrambi quasi con certezza riferibili a micro-oscillazioni climatiche locali, tutte ascrivibili allo stadio di Bühl. Essi sono i noti Laghi di Fusine (un tempo conosciuti col meno noto toponimo Laghi di Roccalba), compresi nell'omonimo parco naturale. La quota degli archi morenici è situata intorno a 900 m e il vasto circo di alimentazione glaciale è quello, davvero spettacolare, del M. Mangart. Il rilievo con i suoi 2677 m di altezza, è il terzo della regione, dopo il M. Coglians (2780 m) e lo Jôf di Montasio (2753 m). Anche per i dossi morenici di Fusine, che si completano con un terzo arco posto leggermente più a valle, nella piana del Valico di Fusine, il 'metodo Marinelli' fornisce un l.n.p. con valore di quota intorno a 1700 m, corrispondente allo stadio di Bühl.

Dei due Laghi di Fusine, quello superiore si va lentamente interrando a causa dei trasporti solidi del proprio immissario. Al contrario, quello inferiore non potrà avere problemi di questo tipo essendo limitato, a valle come a monte, da archi morenici e ricevendo il proprio approvvigionamento idrico esclusivamente per infiltrazione dal Lago Superiore attraverso le porosità dell'accumulo morenico che funge da divisorio.

Le morene dei Laghi di Fusine sono costituite da blocchi rocciosi di cospicue fino ad enormi dimensioni. La loro origine può essere fatta risalire a franamenti per crollo dalle ripide pareti che delimitavano il serbatoio glaciale e/o dai versanti rocciosi che accompagnavano il percorso della lingua. Non si può a questo proposito non citare, nella morena che separa i due Laghi di Fusine, il Masso Pirona, che con i suoi 40-50.000 m³ è il blocco di origine glaciale (erratico) più imponente di tutta la fascia alpina meridionale, dalle Alpi Liguri alle Giulie.

Le morene frontali tardo-würmiane sono sempre ben individuabili per la loro forma caratteristica e per i rilievi che hanno prodotto. I relativi accumuli sono sempre caotici, privi di organizzazione interna, carattere comune a tutti i depositi morenici di grandi e piccole estensioni. Le dimensioni dei costituenti anche all'interno dello stesso accumulo sono estremamente eterogenee. Salendo lungo le alte valli e le conche dei massicci che formano il Friuli più settentrionale e il Comelico (Veneto nord-orientale) è facile incontrare i piccoli archi morenici sopra descritti. La loro estensione, in pianta, può raggiungere il chilometro mentre l'altezza, che solitamente varia in proporzione all'ampiezza, è compresa di norma tra i 2 e i 20 m sul piano campagna.

E' anche interessante notare che le dimensioni dei frammenti di roccia che formano queste morene frontali possono essere in certi casi decisamente ridotte (da pochi mm a qualche cm), in altre gigantesche, come per il caso delle morene dei Laghi di Fusine, con un gran numero di blocchi non di rado superiori ai 10 m³. Nel primo caso, a parità di litologia, la formazione di suolo sarà stata più rapida ed attiva e oggi i rilievi appaiono completamente rivestiti di copertura erbosa o arbustiva. Nel secondo, al contrario, il suolo potrà essere ancora scarso e di conseguenza i blocchi di cui è formato il deposito saranno ancora ben riconoscibili.

Dei numerosi stadi tardo-würmiani che sul territorio friulano hanno lasciato le proprie tracce sotto forma di rapide e quasi impercettibili pennellate, solo l'ultimo (stadio di Egesen) non è rappresentato. Il motivo va cercato nella quota del l.n.p. che lo caratterizzava: 2450 m s.l.m. Se si cercano le distribuzioni di tali quote su una carta topografica del Friuli ci si accorge che le corrispondenti fasce altimetriche sono poche e tutte collocate lungo ripide pareti scoscese (M. Mangart, Jôf di Montasio, M. Canin, M. Coglians-Volaia, M. Fleons, M. Peralba, Creta

Forata e Creton di Clap Grande). Sono mancate dunque le condizioni morfologiche (se si eccettua forse il caso del M. Canin) adatte a formare il necessario serbatoio di accumulo nivale.

Torniamo, ancora per un momento, indietro nel tempo per fermarci intorno a 15.000 anni fa. Scegliamo il territorio che circonda le sorgenti del Piave, appena oltre il confine della provincia di Udine. Durante il 'colpo di coda' del glacialismo tardo-würmiano dal modesto nucleo di produzione di ghiacci del Rifugio Calvi (situato nel circo glaciale del M. Peralba SE) si sviluppava una lingua glaciale protesa verso sud. La sua terminazione meridionale raggiungeva la zona di Cima Sappada e si espandeva fino ad appoggiarsi al versante settentrionale del M. Siera, lì dove ora sorge la stazione della seggiovia che risale la parte inferiore del versante. Al suo posto si estendeva un'irregolare conca modellata nelle fratture litologiche triassiche (vulcaniti e areniti). La conca rocciosa proseguiva ad est nei rilievi del Col dei Mirtilli le cui propaggini franose intersecano l'ultimo tratto della strada che sale da Forni Avoltri a Cima Sappada.

La lingua glaciale occupò il settore stazionandovi per parecchi secoli. Al suo fronte si accumularono grandi quantità di detriti morenici (stadio di Bühl, arco esterno) che finirono con lo sbarrare la vallata del Piave all'altezza del Rio Puiche, a solo un chilometro da Cima Sappada. La lingua glaciale di lì a poco si ritirò attestandosi su una posizione più arretrata di 2 km. Mentre in questa nuova posizione, nella località Piani del Cristo, si accumulava un nuovo arco morenico frontale (stadio di Bühl, arco interno) le acque di fusione che uscivano copiose dalla fronte della lingua glaciale scendevano verso la conca di Cima Sappada. Ma lì il loro deflusso veniva, per il momento, bloccato dal precedente arco morenico che ancora sbarrava la vallata.

Non si trattava solo di acqua. Con essa scendeva un costante carico di detriti, da fini (limi e sabbie) a grossolani (ghiaie), trasportato in sospensione o trascinato sul fondo. Detrito che si bloccò contro l'arco morenico finendo per riempire la conca di Cima Sappada. Quella estesa superficie sub-orizzontale che oggi si estende di fronte ed intorno a Cima Sappada altro non è che l'ultimo livello di quelle antiche alluvioni che durante lo stadio di Bühl colmarono la conca appena liberata dai ghiacci. I rilievi collinari che circondano la spianata, o che localmente emergono dalle sue alluvioni, come improvvisi dorsi di cetacei, sono proprio le morene più avanzate dello stadio di Bühl (arco esterno), costituite da abbondante ciottolame e limo.

Poi, come quasi sempre accade in questi casi, la barriera morenica cominciò ad essere attaccata dall'erosione fluviale. Il cedimento fu rapido, con un'incisione favorita dalla natura sciolta del deposito. La porzione asportata era situata sull'asse dell'attuale fondovalle, dove ora corre il Piave, assieme al tratto di morena frontale; l'erosione fluviale intaccò anche le retrostanti alluvioni che ad essa si appoggiavano e che formavano l'estesa spianata di Cima Sappada. In poco meno di un anno - questa è la velocità di simili processi - si generò un solco profondo una quarantina di metri, tanto quanto un palazzo di tredici piani. Un solco che, dopo aver inciso l'intero spessore della morena, si è approfondito nelle rocce del substrato.

L'incisione si propagò rapidamente all'indietro intaccando profondamente anche le alluvioni accumulate sul retro del fronte morenico. Eliminato ogni ostacolo le acque del Piave ripresero a scorrere con la consueta rapidità. Per altri 5.000 anni nient'altro si oppose al loro fluire. Poi, improvvisamente, col transito del Pleistocene all'Olocene, circa 10.000 anni or sono, qualcosa nuovamente ne bloccò drasticamente il deflusso. Ma questa è un'altra storia, riservata al prossimo capitolo.

5 - La deglaciazione würmiana e gli effetti sul territorio montano

Il passaggio dal Pleistocene all'Olocene (intorno a 10.300 anni fa) segna la fine del Tardo-Würm e l'ingresso in una fase climatica più calda (pur con alcune contenute oscillazioni termiche negative). Oltre alla temperatura, inizialmente aumenta la piovosità e con essa l'instabilità di estesi versanti montuosi ancora scaramente rivestiti di vegetazione dopo il ritiro dei ghiacci. All'elevata propensione alla franosità dimostrata dal territorio friulano durante l'Olocene precoce, forse contribuiscono anche alcune scosse sismiche. E' certo che in questa fase sono numerose le paleofrane che in molti casi concorrono in modo catastrofico a bloccare, anche per parecchie migliaia di anni, il deflusso delle acque nel rispettivo fondovalle. Il risultato fu la formazione di ampi e numerosi specchi lacustri. Tutti ormai scomparsi da tempo.

La conclusione della glaciazione würmiana è posta 10.300 anni BP (indicando con questo acronimo la frase 'prima del presente', dall'inglese *Before Present*, ed intendendo con 'presente' un ben preciso momento della storia quaternaria del pianeta Terra: il 1950). La fine della glaciazione würmiana è cronologicamente un limite sempre passibile di piccole variazioni dovute a costanti calibrature (fino a pochi decenni fa era fissato genericamente a 10.000 anni). Sono modifiche che dipendono sia da raffinamenti delle tecniche di misurazione, sia dalla scelta e dal peso dato agli indicatori adottati per carpire dai sedimenti le evidenze che registrano le età assolute (quel 10.300, per intenderci) e le variazioni di temperatura globale, valutate attraverso complessi rapporti isotopici.

A noi basti pensare che il limite superiore della glaciazione würmiana, alla conclusione del suo 'colpo di coda' tardo-würmiano, è posto più o meno intorno a 10.000 anni fa in coincidenza con il limite Pleistocene-Olo-

cene. Ricordiamo che Pleistocene ed Olocene sono le due uniche suddivisioni del Quaternario, iniziato 1.800.000 anni or sono. E' inoltre importante tenere presente che il limite Pleistocene-Olocene si basa sul criterio di un sensibile e rapido innalzamento termico globale.

Con questa premessa proviamo ora, tornando al Friuli, ad immaginare l'aspetto e soprattutto la risposta del territorio alla rapida e pressoché totale deglaciazione olocenica (sopravviverà solo il ridotto ghiacciaio del M. Canin, nelle Alpi Giulie, e una piccola vedretta aggrappata ad un ripiano sul lato nord del M. Coglians - M. Collina). Il modellamento della superficie terrestre è funzione diretta della geologia del territorio e del tipo di clima, e quanto precedentemente osservato in rapporto al glacialismo ha rafforzato, se possibile, questa certezza.

La rapida transizione climatica tardo-würmiana fu indotta da un repentino aumento globale della temperatura che decretò il drastico ridimensionamento delle calotte polari e, alle latitudini alpine, la quasi totale scomparsa dei nuclei di produzione glaciale. Sarebbe interessante poter tornare indietro nel tempo e vivere il periodo di transizione climatica collocata al limite Pleistocene-Olocene, assistendo in diretta all'evoluzione meteorologica e termica di quell'istante geologico. Il riscaldamento atmosferico, e di riflesso quello delle masse oceaniche, favorì come conseguenza non solo la scomparsa dei nuclei glaciali alpini e il ridimensionamento delle calotte polari, ma anche la riorganizzazione delle posizioni stagionali dei grandi centri ciclonici ed anticiclonici che regolavano i percorsi della circolazione atmosferica globale. Ne conseguì un vero e proprio stravolgimento climatico che non tardò molto a manifestare i propri effetti su gran parte del globo. Anche le Alpi orientali, nel loro piccolo, ne hanno risentito (o beneficiato, secondo i punti di vista).

Da abitatori mesolitici delle Alpi avremmo percepito non solo il progressivo riscaldamento atmosferico, ma anche e soprattutto un generale e marcato aumento dell'umidità che comportò sicuramente la produzione di abbondanti piogge e, alle quote più alte, nevicate copiose destinate però in massima parte a sciogliersi durante i mesi più caldi. La superficie dei rilievi meno scoscesi delle medie quote alpine era ancora priva di vegetazione o cominciava a rivestirsi di essenze pioniere che, con iniziale lentezza, provavano a colonizzare le ampie pendici montuose. Su di esse, quasi ovunque, la passata copertura glaciale aveva formato una coltre morenica di fondo caratterizzata da abbondanti limi distribuiti in spessori che, in particolari settori, potevano raggiungere la decina di metri.

Ben presto le insistenti e concentrate piogge iniziarono a destabilizzare interi versanti montuosi, cominciando proprio da quegli abbondanti limi glaciali che, per loro stessa natura, predisponavano il territorio al dissesto. Per comprendere meglio quanto dovette accadere nel periodo 'di transizione' ricordiamo il recente evento di Sarno (SA), dove un quantitativo di pioggia concentrato, che oggi definiamo anomalo, si scaricò su una pendice rivestita di parecchi metri di sedimenti fini, non consolidati (si trattava di ceneri vulcaniche emesse dal Vesuvio nei secoli passati). Quei sedimenti hanno la stessa consistenza, propensione allo smottamento e facilità ad essere erosi, dei limi che costituiscono una morena di fondo. Basterebbe considerare l'evento di Sarno come la norma, periodica, ricorrente, con frequenza pluristagionale e anzi, raddoppiando e triplicando l'intensità e la quantità delle precipitazioni... e ci saremmo avvicinati sia ai caratteri climatici di allora sia alla risposta fornita dal territorio in termini di instabilità.

Instabilità che, inizialmente rappresentata da smottamenti e flussi delle coperture quaternarie sciolte, al momento non sufficientemente ancorate da una vegetazione ancora poco consistente, in breve si trasmise facilmente anche al substrato roccioso. Gli effetti furono massimi nei settori dove l'intensità della fratturazione delle masse rocciose era già elevato o nelle fasce in cui gli strati delle successioni immergevano verso il fondovalle (frana-poggio) con inclinazioni di poco inferiori a quella del versante vallivo. Gli effetti furono improvvise instabilità che diedero corpo a scivolamenti simili a quello, per intenderci, che quarant'anni fa colpì il Lago del Vajont, in provincia di Pordenone.

Nel modellamento del territorio diventa importante anche la maggiore o minore propensione all'erosione e/o al franamento che hanno certi tipi di rocce rispetto ad altri. Ad esempio, un rilievo ripido e scosceso e formato da rocce molto fratturate, mostrerà una latente instabilità che, nel tempo, potrà dare origine a frane diffuse. E' quello che solitamente accade nei rilievi alpini. Ricordiamo che le Alpi sono una catena montuosa geologicamente giovane. Le sue porzioni rocciose cominciarono a sollevarsi, affastellandosi una sull'altra come gigantesche carte da gioco, circa 60 milioni di anni fa. La causa è stata, ed è tuttora, una costante compressione crostale che periodicamente produce effetti tragicamente percepibili durante le ricorrenti crisi sismiche. Sollevamenti ed affastellamenti di enormi volumi di territorio, uno giustapposto sull'altro come in una successione di tegole embriciate, hanno spesso prodotto un intenso scompaginamento delle masse rocciose coinvolte nei movimenti.

In genere la fratturazione aumenta verso le porzioni più interne ed antiche della catena (verso nord, nel caso del Friuli), se poi i tipi di roccia sono già di per sé fragili (come ad esempio le dolomie o i calcari dolomitici) la fratturazione generata durante e compressioni può diventare anche molto intensa, aumentando la propensione all'instabilità. In Friuli, e specialmente in Carnia, le rocce fratturate sono frequenti e hanno condizionato il modellamento di molti tratti del paesaggio. Inoltre, sparse sul territorio carnico, esistono chiare evidenze che i ghiacciai sono riusciti ad influenzarne il modellamento anche... alcune migliaia di anni dopo la loro scomparsa!

La ragione di questo effetto a distanza risiede nelle elevate pressioni che il ghiacciaio per migliaia di anni ha esercitato su masse rocciose spesso già intimamente fratturate dai movimenti crostali. Quando una massa di ghiaccio spessa 1.000-1.500 metri rapidamente si scioglie le rocce sottostanti si decomprimono e tendono, con molta lentezza, a sollevarsi. Un po' come fa il materasso quando ci alziamo la mattina. Per avere un'idea sulla velocità di reazione del territorio basti pensare che nella Scandinavia il decaricamento glaciale provocato dallo scioglimento di una calotta di ghiaccio spessa circa 4 km ha causato un innalzamento della complessiva penisola di oltre 200 m in poco più di 10.000 anni. La velocità di sollevamento è stata, come sempre si verifica, molto alta nelle prime migliaia d'anni seguiti alla deglaciazione, per poi calare esponenzialmente. Al presente, si è già realizzato oltre l'80% del sollevamento complessivo richiesto per ripristinare il riequilibrio crostale.

Tutto questo per sottolineare come anche il semplice e relativamente rapido (sempre riferendosi a tempi geologici!) detensionamento-sollevamento di ammassi rocciosi già intimamente fratturati dalle precedenti deformazioni crostali, ha potuto inserirsi tra le concause di instabilità del territorio. Se la decompressione avviene su rocce già fratturate è inevitabile una tendenza a sviluppare franamenti anche di cospicua estensione, specialmente in concomitanza con periodi di forti e concentrate piogge.

Inoltre, non bisogna dimenticare che il settore friulano, montano e pedemontano, ora come in passato, è ed è stato sede di periodici e devastanti scuotimenti sismici che, come osservato in occasione della crisi sismica del 1976, possono produrre franamenti a blocchi coinvolgenti milioni di m³ di roccia. Tutti questi aspetti devono essere tenuti in debita considerazione se si tenta di comprendere le ragioni che stanno alla base di quanto di catastrofico accadde nella evoluzione della porzione montana friulana durante un intervallo di tempo posto intorno alla transizione Pleistocene-Olocene, circa 10.000 anni fa.

Per ora si è ragionato, in maniera sommaria, sulle cause e concause - prima fra tutte il deterioramento climatico - che portarono il territorio friulano verso una crescente instabilità. Ma cosa ci convince di questo e quali sono le testimonianze dirette che sono in grado, a distanza di tanto tempo, di tramandarci una sorta di album fotografico a riprova di quanto realmente accaduto? E' quanto apprenderemo nel successivo paragrafo nel quale, ancora una volta, sono dei laghi ad assurgere al ruolo di protagonisti fornendoci, in qualità di ultimi effetti di una avvincente catena di avvenimenti, le prove tangibili della nuova nuova tappa evolutiva attraversata dal territorio montano friulano.

I paleolaghi delle vallate alpine carniche e giulie

Percorrendo le vallate montane del Friuli e del Comelico non è raro imbattersi in successioni di età olocenica formate da migliaia di sottili lamine di limo, che più volgarmente potremmo definire come fanghiglie ben stratificate. Si presentano localmente intercalate a più o meno abbondanti straterelli sabbiosi. Per trovare questo particolare deposito occorre perlustrare i fondivalle, cercando in particolare le zone o le fasce che, per ragioni naturali (incisioni torrentizie, cedimenti franosi...) o antropiche (scavi per fondazioni di edifici, sondaggi...), decorticando il manto erboso o arbustivo mettono allo scoperto la successione dei sedimenti, oppure attraverso le carote dei sondaggi che, alla stregua di un affioramento, forniscono una perfetta visione verticale dei sedimenti sepolti.

Attraverso minuziose ricerche di terreno generazioni di ricercatori hanno individuato i sedimenti deltizio-lacustri che, distribuiti nei principali fondivalle delle Alpi Carniche, testimoniano l'evoluzione olocenica inferiore del territorio montano. In nessuno dei numerosi siti ritrovati esiste più la benché minima presenza dell'invaso lacustre d'un tempo, sostituito, ormai ovunque, da vallate sovralluvionate percorse da vorticosi fiumi o torrenti. Eppure, all'inizio dell'Olocene inferiore (intorno a 10.000 anni fa), sorvolando idealmente l'area montuosa carnica e giulia, avremmo potuto scorgere scintillanti superfici lacustri di ampie estensioni, distribuite in molte delle principali valli.

In particolare quattro nuovi grandi laghi si generarono in questo intervallo di inizio Olocene: i paleolaghi di Sutrio-Paluzza, di Paularo, di Forni di Sotto e di Sappada. Altri laghi si formarono in Val Settimana, a nord di Claut (...), alle Sorgenti del Torrente Torre, ai piedi della Catena dei Musi (....) e lungo le Valli del Natisone, nei solchi dove oggi scorrono i Torrenti Erbezzo e Cosizza. Anche i sovralluvionamenti della conca di Forni Avoltri sembrano suggerire l'ipotesi di un paleolago di età olocenica inferiore, ma in questo caso i dati di terreno sono carenti. Per tutti i paleolaghi la causa di formazione fu la medesima: un gigantesco franamento in massa di un versante roccioso che produsse un accumulo di detriti nel rispettivo stretto fondovalle. Ancora una volta una serie di ostacoli al deflusso naturale delle acque fluviali e torrentizie cambiò l'aspetto del territorio. E questa volta non solo del territorio.

La rapida deglaciazione würmiana aveva sicuramente portato alcuni nuclei di cacciatori mesolitici ad avventurarsi nei territori montani che si andavano rapidamente popolando di selvaggina. Quale luogo di caccia migliore di quello offerto dalle sponde di un lago, fonte di richiamo naturale all'abbeverata per le numerose specie di grandi vertebrati che con vigore stavano colonizzando il settore alpino? Dei grandi paleolaghi friulani, ognuno dei quali sopravvisse per svariate migliaia di anni, oggi restano solo le testimonianze fornite dai sedimenti che li colmarono e dai residui degli accumuli di paleofrana che sbarrarono le valli.

Eppure, ripercorrendo al giorno d'oggi quelle stesse vallate, conoscendo per ognuna l'altezza alla quale si sviluppava la superficie del lago, non è difficile individuare, tra le originarie sponde lacustre di allora, quelle più adatte ad ospitare gli antichi bivacchi dei cacciatori d'un tempo. Diventa invece difficile resistere al richiamo sottile di quei luoghi. Il fascino che emanano porta ad accovacciarsi sulle loro antiche rive erbose e, socchiudendo gli occhi, ci spinge a cercare il ricordo di quei laghi, scomparsi ormai da migliaia di anni. Resteremo fermi, immobili nel silenzio, fino a quando ci abbaglieranno i raggi del sole, riflessi da una lucida superficie lacustre ricomparsa, per un magico istante, di fronte a noi. E' il momento di scoprire dove questo viaggio nel tempo è ancora possibile.

Il paleolago di Sutrio e Paluzza: dagli effetti alle cause

Percorrendo la strada statale che da Udine porta al Passo di Monte Croce Carnico, e da lì in Austria, si risale il Canale di San Pietro, o Valle del But, dal torrente che ne occupa il solco. Già dalla periferia nord di Tolmezzo, guardando verso settentrione, comincia a farsi evidente un'enorme duplice nicchia di frana che interessa i Monti Rivo e Cucco. Vale la pena di osservarla più da vicino. La vista più comoda e spettacolare si ottiene deviando per Zuglio e da lì, rasentando i resti romani e celtici del celebre sito archeologico, prendendo per Fielis. A metà strada si staglia, sulla destra, la Pieve di San Pietro (XV sec.), collocata a strapiombo sulla vallata, proprio di fronte alla poderosa espressione del franamento post-glaciale dei Monti di Rivo e Cucco, accaduto intorno ai 10.000 anni fa.

La frana, ma sarebbe meglio chiamarla paleofrana, bloccò il deflusso del torrente But. L'intera conca di Sutrio e Paluzza, già allargata dalle precedenti esarazioni glaciali würmiane, si trasformò in un invaso lacustre che raggiungeva i 6 km². La superficie del lago si attestò intorno ai 610 m di quota mentre la massima profondità delle acque inizialmente superava i 100 m. Lo si può dedurre dallo spessore dei sedimenti lacustri e deltizio-lacustri che, nei successivi 5.000 anni, hanno progressivamente colmato il lago. Se l'invaso aveva la profondità di oltre 100 m, questa è, indirettamente, anche la stima dell'altezza minima raggiunta dall'accumulo di frana posto ad ostruire la valle.

Durante l'esistenza del lago i suoi immissari, costituiti dal Torrente But e dai suoi affluenti Torrente Pontaiba e Rio Gladegna, vi riversavano abbondanti limi, sabbie e ghiaie erose dai rispettivi bacini idrografici. I limi, introrbidando le acque, raggiungevano le parti del lago più distali e prossime al corpo di frana. Decantando sul fondale si stratificavano in sottili lamine. La velocità di accumulo era di circa 2,5 cm all'anno. Quegli stessi strati fangosi sono ancora visibili nella zona di Sutrio, in occasionali scavi artificiali e in una incisione fluviale lungo la sponda destra del Torrente But, circa a 200 m a monte del ponte di Noiaris.

I limi stratificati più alti sono stati trovati alla base della chiesa di Ognissanti, a 600 m di quota (ora coperti da un muro di sostegno). Quelli a quote più basse furono individuati attraverso una serie di sondaggi effettuati nella piana di Sutrio. La loro quota si spinge almeno fino a 480 m, alcune decine di metri sotto il livello dell'attuale alveo del Torrente But. Complessivamente nel settore del paleolago di Sutrio e Paluzza più vicino all'accumulo di frana si depositarono circa 120 m di limi sottilmente stratificati. L'ampio solco vallivo diventò una sorta di enorme stampo colmato da un impasto fangoso!

Periodicamente gli immissari, gonfi di piogge, trascinarono nel lago alberi franati e sradicati dai versanti vallivi. Per qualche settimana i tronchi galleggiavano in superficie concentrandosi nel settore più avanzato del lago, lì dove, sul fondo, si sedimentava la maggior parte dei depositi fini sotto forma di innumerevoli lamine fangose. Poi, imbevendosi d'acqua e aumentando il proprio peso specifico, i tronchi erano destinati ad affondare e adagiarsi sui limi. Quegli stessi resti vegetali vengono occasionalmente a giorno negli scavi e nelle zone di erosione che interessano gli antichi depositi lacustri. Ed è proprio attraverso l'analisi isotopica dei loro resti (¹⁴C) che è stato possibile risalire all'età del lago stimata circa tra 10.000 e 6.000 anni fa.

Ancor oggi, osservando gli occasionali scavi che periodicamente vengono eseguiti in quegli antichi depositi lacustri e deltizi, non è difficile accorgersi che la loro granulometria (da limi a sabbie, e da sabbie a ghiaie) aumenta procedendo da Sutrio verso Cercivento e Paluzza. Le due zone rappresentano i settori di originaria immissione del carico detritico nel paleolago. La conca che fu sede dell'antico lago attualmente accoglie questi tre paesi carnici e gli insediamenti industriali del fondovalle. Nonostante la diffusa urbanizzazione essa ha mantenuto comunque intatti i caratteri morfologici che ci consentono di ricostruire la parte mancante della storia evolutiva post-glaciale di questo settore. Sono i dati tangibili, ancora presenti e ben visibili sul territorio, prodotti questa volta dalla scomparsa del lago.

Per un istante abbandoniamo la conca di Sutrio e Paluzza e, ragionando più in generale, cerchiamo di individuare la causa (o le cause!) che possono decretare la fine di un lago alpino, grande o piccolo che sia. La prima e forse più immediata ragione di estinzione è il cedimento dell'ostacolo (naturale o artificiale) che blocca le acque con il conseguente rapido svuotamento dell'invaso. Una fine improvvisa e imprevedibile dunque. La seconda potrebbe, al contrario, essere dovuta a una morte lenta: per progressivo colmamento detritico dovuto alla progressiva avanzata delle ghiaie portate al lago dagli immissari. In questo caso, col tempo, la superficie del lago verrebbe sostituita da una coltre sub-orizzontale di detriti alluvionali, posta allo stesso livello raggiunto dalle acque e

parimenti estesa. La terza ragione di estinzione di un lago alpino è senza dubbio la più catastrofica tra quelle considerate. Si produce a causa del franamento di interi versanti vallivi sovrastanti l'invaso e il conseguente colmamento dello stesso da parte dei detriti franati.

La recente (1963) sciagura del Vajont ne è purtroppo il più tragico e al tempo stesso didattico esempio. Ancora oggi, morfologicamente inalterata, la zona testimonia le forze distruttive insite nei processi naturali e la loro capacità di mutare, radicalmente e istantaneamente, l'aspetto di un territorio.

Tornando al paleolago di Sutrio e Paluzza, la sua estinzione sembrerebbe dovuta ad un cedimento dell'ostacolo (il corpo di paleofrana dei Monti di Rivo e Cucco) che, con effetto di sbarramento della valle, si collocava di fronte all'attuale Rio Randice. Quanto il territorio ha conservato come memoria di quell'evento è ancora sotto gli occhi di tutti. Ma prima di descrivere e localizzarne gli effetti è più produttivo cercare di immaginare il cedimento della paleofrana e le conseguenze che, a catena, si sarebbero poi ripercosse verso monte. Si ricordi che a monte della diga-paleofrana la conca che ospitava il lago si era riempita con almeno 100 m di sedimenti lacustri e deltizi, e inoltre che le acque in questa fase potevano essere profonde intorno ai 10 m soltanto.

Per ritrovare l'aspetto che la vallata aveva alcune migliaia di anni fa ci collocheremo idealmente sul versante montuoso che, coperto di morene würmiane, sovrasta la rupe d'Ognissanti con l'omonima chiesa, posta appena a sud di Sutrio. Basterà appostarsi all'altezza della cuspidale del campanile per essere certi di avere sotto di noi, a poca distanza, la superficie dell'antico lago. Guardando verso sud, dalla medesima postazione, è possibile tenere sotto controllo il gigantesco accumulo di paleofrana che sbarrava la vallata e contro il quale si chiudono le acque del lago che sopravvive ormai da 5.000 anni. E' molto probabile che le acque in eccesso apportate dagli immissari defluissero attraverso il corpo di paleofrana, infiltrandosi in esso e scaturendo alla sua base dall'altro lato, verso Arta per intenderci. Fu forse in concomitanza con un'ondata di piena eccezionale che il delicato equilibrio all'improvviso si incrinò.

Il livello del lago sotto di noi si solleva di molti metri raggiungendo la corona dello sbarramento di paleofrana. Lo supera e le acque attraversano vorticando la superficie dell'ampio ammasso detritico, esteso per oltre un chilometro, per poi gettarsi con fragore verso sud. Per il paleolago di Sutrio e Paluzza è l'inizio della fine. Le acque che ormai copiose traboccano dal lago riversandosi oltre la sommità del corpo di frana, aumentano la propria velocità scendendo lungo il suo limite meridionale. Con la velocità si incrementa anche la competenza della corrente, ossia la capacità di trasportare detriti di peso e di dimensioni crescenti. Dal nostro punto di osservazione notiamo ora che il flusso di acqua che esce dal lago in piena sta producendo un'incisione nella parte più lontana ed estrema del corpo di frana.

L'erosione, come sempre accade in casi simili, è dotata di uno spiccato carattere regressivo. In altre parole si estende progressivamente all'indietro sviluppando un'incisione che, nel giro di pochi giorni, raggiungerà il lago. Da un rapido calcolo ci accorgiamo che la base del solco, una volta completato il suo sviluppo, avrà una quota inferiore a quella abitualmente raggiunta dalle acque del lago. Un lago la cui profondità è già molto esigua. Con qualche ora di ritardo sulla previsione si verifica il temuto collegamento.

E' come assistere all'apertura di una paratia. Le intere acque del lago vengono risucchiate verso ed attraverso il profondo varco. Nel farlo lo allargano ed ampliano asportando parte dei detriti della frana che progressivamente, notiamo, viene erosa ed abbassata. Adesso, a distanza di nemmeno ventiquattrore, il lago si è trasformato in una misera piana fangosa che verso nord passa a sabbie e ghiaie. Qua e là residue pozze sono destinate a prosciugarsi entro breve tempo per evaporazione.

La conca di Sutrio e Paluzza ha cambiato, ancora una volta, il proprio aspetto. Ora, senza più acqua, riusciamo a vedere che l'incisione prodotta dall'erosione regressiva non si è limitata a svuotare il lago ma si è trasmessa agli ultimi e più alti depositi lacustri. In essi si è prodotta una scarpata, alta un paio di metri, ben visibile in gran parte del settore. In linguaggio tecnico si può dire che l'erosione fluviale ha generato un terrazzo, una sorta di esteso gradino creato per asportazione di parte dei precedenti depositi. Nella conca di Sutrio e Paluzza sarà il primo di una lunga serie. Alle acque del lago si sono ora sostituite quelle del Torrente But che, nuovamente riappropriatosi del fondovalle, scorre adesso tra le scarpate del terrazzo appena formato.

All'erosione verticale si sostituisce quella laterale prodotta dalle divagazioni del torrente. Come conseguenza le scarpate si allontanano una dall'altra. Eppure il nuovo assetto della zona è ancora lontano da un equilibrio. Il motivo va cercato nel marcato dislivello ancora esistente tra le quote d'alveo del Torrente But misurate al di qua e al di là della paleofrana: sono quasi 100 m, distribuiti su una lunghezza di poco più di un chilometro, tanto si estende il corpo di frana. In quel tratto la corrente scorre con un'inclinazione dell'8%. Troppo per non prevedere nuove erosioni. E come sempre accade con simili presupposti, anch'esse puntualmente arrivarono.

L'incisione della frana non fu un fenomeno continuo. Tutt'altro. Procedette per scatti periodici, alternati da intervalli di stasi. Inoltre anche l'approfondimento erosivo, che dal corpo di frana immancabilmente risaliva verso monte e si diffondeva ai depositi lacustri e deltizi della conca, era di volta in volta più o meno intenso, dipendendo da molti e differenti fattori. Il risultato finale fu che i detriti della paleofrana, accumulati in un tratto di valle abbastanza stretto, furono col tempo completamente asportati dal progressivo approfondirsi dell'erosione fluviale.

Nel contempo gli spessi ed estesi depositi deltizio-lacustri furono in parte preservati ma profondamente incisi da una serie di scarpate che modellarono il territorio in una successione di gradoni morfologici di altezze comprese tra 1 e 25 m. La quasi totalità delle pulsazioni erosive andava generando scarpate non superiori ai 4-5 m. Poi, improvvisamente, dopo un periodo particolarmente stabile, qualcosa nel corpo di frana cedette.

Dalla nostra posizione non siamo riusciti a capire. Sembra che un enorme blocco roccioso fratturato, interno a quanto restava della frana, si sia sbriciolato sotto la continua pressione delle acque. Rapidamente i frammenti sono stati asportati e l'erosione ha creato un improvviso vuoto di altezza non inferiore ai 25-30 m. L'erosione regressiva ha avuto rapido gioco e nei sedimenti della conca di Sutrio e Paluzza si è prodotta una scarpata altrettanto alta. Si può dire che con questa pulsazione erosiva il Torrente But ha ritrovato il proprio equilibrio collegando, senza più salti di pendenza, i tratti a monte e a valle della conca di Sutrio e Paluzza.

Resta solo un'ultimo passo da compiere: definire i tempi di sviluppo dei singoli eventi che hanno caratterizzato l'evoluzione olocenica precoce della media Valle del But. Servirà a comprendere meglio gli esempi successivi, trattati più sinteticamente.

- a) Franamento del versante meridionale dei Monti di Rivo e Cucco con messa in posto dell'accumulo di paleofrana che sbarrò il deflusso del Torrente But generando il paleolago di Sutrio e Paluzza: meno di mezz'ora.
- b) Riempimento del paleolago con depositi lacustri e deltizi (limi, sabbie e ghiaie stratificati): circa 6.000 anni.
- c) Svuotamento del paleolago, incisione ed asportazione del corpo di paleofrana, sovraescavazione dei depositi deltizio-lacustri e loro terrazzamento con formazione di ripiani e scarpate erosive alte da 1 a 25 m l'una: da 1 a 5 anni.

E sono proprio i due eventi più rapidi (a, c) che hanno lasciato i segni più appariscenti, facilmente riconoscibili a chi, con occhio attento, percorre la media Valle del But. Nella grande e duplice ferita che ha colpito i Monti di Rivo e Cucco la nicchia di paleofrana del Monte Cucco appare ormai cicatrizzata, pur se ancora ben visibile. Al contrario la nicchia attigua, sviluppata nel Monte di Rivo, ha continuato nel tempo ad essere sede di incessanti erosioni e ruscellamenti che l'hanno incisa e modellata rendendola uno dei più suggestivi e aspri paesaggi rocciosi dell'intero Friuli. Nella conca di Sutrio e Paluzza, percorrendo la strada statale che porta verso l'Austria, si rasenta la maggiore tra le scarpate incise dall'approfondimento erosivo del Torrente But durante l'abbattimento della paleofrana. La stessa scarpata, alta fino a 25 m, si può seguire sul lato opposto della valle dove la strada che da Sutrio porta verso Ravaschetto ne rasenta il bordo inferiore. I ripiani (terrazzi) che si estendono fino all'orlo superiore di questa scarpata sono stati scelti fin dall'antichità come sede privilegiata per gli insediamenti umani. E' su di essi che sono sorti i nuclei storici dei paesi di Sutrio, Paluzza e Cercivento, al riparo dalle frequenti esondazioni del Torrente But.

Il paleolago di Sappada: la successione degli eventi

L'evoluzione olocenica inferiore (10.000-5.000 anni fa) delle Alpi Carniche ha lasciato altri dati, particolarmente tangibili, nel settore di Sappada-Cima Sappada (BL), appena oltre il confine tra Friuli e Veneto. Anche in questo caso il copione ha seguito una successione di eventi già collaudata. Come accaduto nella Valle del But e in quella del Chiarsò anche lungo l'alto Fiume Piave, nell'immediato post-glaciale una voluminosa paleofrana sbarrò la valle e con essa il deflusso delle acque. Ancora una volta si generò un paleolago e col tempo fu parzialmente colmato da detriti deltizio-lacustri. I limi, come sempre, abbondarono. E infine, dato che il lago non esiste più da tempo, anche in questo caso non poteva mancare l'erosione del corpo di paleofrana, il conseguente svuotamento del lago e l'immane erosione a gradoni (terrazzamento) dei sedimenti depositati nell'invaso lacustre.

La gigantesca frana si era staccata dal versante meridionale della Cresta del Ferro, propaggine del più elevato M. Rinaldo, a nord-ovest di Sappada. Una congerie di blocchi calcareo-dolomitici di grandi dimensioni, accompagnata da una quantità di frammenti eterogenei prodotti durante il crollo e gli urti reciproci, si riversò nel fondovalle mentre una nube di polvere finissima si sollevava tutt'intorno offuscando la vallata. Quando, dopo parecchie ore dall'evento, l'aria tornò tersa fu chiaro che quel tratto di valle per parecchio tempo non sarebbe stato più lo stesso. Com'era successo oltre 5.000 anni prima, quando la morena frontale di Cima Sappada (Cap. 4) aveva bloccato il deflusso del Piave, ora le sue acque tornavano a ristagnare e a salire di livello sul retro del nuovo ostacolo: la paleofrana del M. Ferro.

Questa volta l'effetto fu ancor più spettacolare. Lo sbarramento per frana aveva fatto salire rapidamente il livello delle acque che alla fine si attestarono intorno ai 1210 m. La profondità massima del nuovo lago raggiungeva i 60 m, i quali andavano riducendosi in direzione di Cima Sappada. Dal ripiano su cui ora sorge il paese, guardando verso ovest, la vallata di Sappada sarebbe apparsa come una lunga striscia di acqua, estesa per oltre 3 km e larga mezzo. Sui fondali del paleolago si accumularono fino a 50 m di limi ed argille finissime nelle quali si conservano, verso i livelli più alti e recenti del deposito, gli steli carbonificati di numerose piante erbacee ancora in posizione vitale. Assumendo per questi depositi fini un tasso di accumulo comparabile con quello dei limi de-

posti nel paleolago di Sutrio e Paluzza (2,5 cm per anno) si può stimare che il paleolago di Sappada possa aver avuto un'esistenza lunga 2.000 anni.

Col tempo fu colmato dagli abbondanti detriti alluvionali trasportati congiuntamente, oltre che dal Piave, anche dai suoi numerosi affluenti. I resti di quei depositi, molto più grossolani dei limi di fondo lago, sono rappresentati da sabbie e ghiaie. Ad esse si intercalano sporadici episodi limosi con sparso ciottolame derivanti da ridotti frammenti della coltre morenica würmiana che rivestiva, e riveste tuttora, i versanti vallivi. Ancora oggi si riconoscono le forme a ventaglio, ampie fino ad un chilometro, assunte dai depositi dei Rii Lerpa, del Mulino e Puiche, affluenti destri del Piave, che sfociavano tutti nel lago del fondovalle. Le ghiaie dei loro delta andavano a ricoprire, come ancora oggi si può osservare, i limi lacustri.

Dopo un periodo stimato di poche migliaia di anni il paleolago fu dunque colmato dai detriti alluvionali. Le acque del Piave, arricchite da quelle dei suoi numerosi affluenti, scorrevano ora all'altezza di quella che fino a poco tempo prima era stata la superficie dell'invaso lacustre. Da quell'altezza fu facile raggiungere l'orlo dell'accumulo di frana e da lì riversarsi oltre, lungo il suo margine frontale. Il vorticare delle acque, accelerato nella discesa, innescò una facile erosione. Le particelle ed i frammenti furono scalzati con rapidità mentre i blocchi maggiori cominciarono ad assestarsi attraverso cedimenti e sprofondamenti. Il varco si approfondì ed allargò. Anche i massi cominciarono ad essere trascinati oltre durante i frequenti ed intensi periodi di pioggia che gonfiavano il Piave.

Il flusso d'acqua, che ormai aveva finito per approfondire l'incisione a tal punto da erodere i limi lacustri, a volte formava un impasto di argilla così denso che riusciva ad avvolgere e allontanare anche i blocchi di taglia maggiore. In questo modo i massi trascinati oltre galleggiavano letteralmente nel flusso fangoso. Al centro della valle, l'incisione si infossò tra i depositi limosi di fondo lago.

Alla fase erosiva, necessaria per riequilibrare il profilo del fiume attraverso l'eliminazione dei salti di pendenza causati dai rapidi e concentrati accumuli di materiali sciolti, fece seguito la tendenza opposta. L'approfondimento erosivo si manifestò lungo tutti i corsi d'acqua che avevano contribuito a colmare di detriti alluvionali il paleolago. L'erosione più intensa fu naturalmente quella sviluppata dal Piave e, subito dopo, dal suo principale affluente, il Rio Storto, situato in sponda sinistra, di fronte a Sappada. Il solco prodotto dal Piave era largo dai 50 ai 150 m, e si propagava per quasi mezzo chilometro anche lungo l'ultimo tratto del Rio Storto. Anche gli affluenti di destra seguirono la medesima evoluzione. I loro corsi si approfondirono nei ventagli detritici che essi stessi, al tempo del paleolago di Sappada, avevano generato. Il risultato fu un terrazzamento delle alluvioni con ampie superfici pianeggianti, degradanti debolmente verso il fondovalle, poste su più piani e raccordate sempre da ripide scarpate. Questi caratteri morfologici, testimonianza diretta di un approfondimento erosivo che procedette per scatti successivi, sono perfettamente conservati nel settore compreso tra il Piave e la strada statale che congiunge Sappada a Cima Sappada.

Fu, molto probabilmente, in occasione di un periodo particolarmente piovoso e prolungato nel tempo che la tendenza erosiva si invertì. Per un intervallo temporale non ben quantificabile, forse durato alcuni secoli, le ricorrenti piogge favorirono l'apporto di abbondanti detriti fluviali lungo il Fiume Piave, collettore di fondovalle. Il regime fluviale passò da erosivo a deposizionale e lentamente, lungo il fondo della precedente incisione cominciò, piena dopo piena, ad accumularsi una successione orizzontale di strati ghiaioso-sabbiosi. Il nuovo livello di alluvioni fluviali si distribuì lungo l'alveo del Piave e del segmento terminale del Rio Storto, in esso confluyente, raggiungendo i 20 m di spessore.

In seguito, improvvisamente com'era iniziata, la tendenza alla deposizione delle ghiaie fluviali, si interruppe e riprese a prevalere l'erosione. La causa di questa inversione di tendenza è probabilmente da cercarsi in una variazione climatica che portò ad un calo dell'umidità e delle conseguenti piogge. Come diretta conseguenza, nelle zone a monte del settore di Sappada calarono le erosioni e gli smottamenti che fino a quel momento avevano riversato nei corsi d'acqua più materiale di quanto questi fossero in grado di trasportare.

Ad ogni buon conto, nella zona di fondovalle tra Sappada e Cima Sappada, alcune migliaia di anni fa - impossibile per ora stabilire con esattezza il momento preciso - l'erosione ebbe nuovamente il sopravvento. Anche i 20 m di ghiaie, pur se depositate con regolarità sull'intero segmento fluviale, lungo più di 3 km, e accumulate in un unico livello privo di salti di pendenza, avevano finito col creare un'anomalia, seppure infinitesima, nell'andamento del profilo longitudinale del fiume.

La conseguenza fu che, appena gli apporti detritici trasportati con le piene diminuirono o le piene stesse si diradarono nel tempo diventando sempre meno frequenti, le magre del Piave e del suo affluente principale, il Rio Storto, ripresero con meticolosa regolarità ad incidere le alluvioni da essi stessi precedentemente deposte. I 20 m di ghiaie furono a loro volta terrazzati con una serie di piccole scarpate che ancora oggi testimoniano un approfondimento erosivo che, come quasi sempre accade, si è prodotto per scatti progressivi, contrassegnato da brevi periodi di stasi.

Questa recente tendenza erosiva perdura tuttora ed è percepibile camminando lungo l'alveo del Piave. In particolare, alla confluenza con il Rio Storto, di fronte a Sappada, l'incisione fluviale ha già raggiunto e superato

il livello di limi lacustri sul quale si erano appoggiati, in erosione, i 20 m di ghiaie fluviali. Dopo aver scalzato sia le recenti ghiaie che i più antichi limi l'approfondimento erosivo recente è arrivato ad intercettare il substrato roccioso: quelle rocce triassiche sulle quali i primi strati di limo si erano depositi durante la formazione del paleolago, intorno forse a 10.000 anni fa.

Il paleolago di Paularo: dai dati all'interpretazione

I colossali franamenti di versante che occasionalmente sbarravano il deflusso delle acque nel fondovalle in cui precipitavano sono stati una costante nell'evoluzione dei principali solchi vallivi delle Alpi Carniche durante l'Olocene inferiore. Puntualmente, ogni vallata che offriva una sezione particolarmente stretta in corrispondenza di un cedimento di versante volumetricamente consistente (alcune centinaia di migliaia di m³ di roccia, fango e detriti) si trasformava temporaneamente in un vaso lacustre.

Anche il Canale d'Incarojo - ossia la valle di Paularo, percorsa dal Torrente Chiarsò - con i propri depositi e morfologie di età olocenica inferiore, ricalca il copione evolutiva già descritto sia per la vallata del medio Torrente But (conca di Sutrio e Paluzza) sia per quella dell'alto Fiume Piave (conca di Sappada).

Pur seguendo un'evoluzione comune e perfettamente comparabile, ogni vallata che ha ospitato sul proprio fondo un antico vaso lacustre da sbarramento di frana, tramanda delle testimonianze che variano, di volta in volta, in funzione di quanto le successive erosioni fluviali hanno risparmiato o la fitta vegetazione coperto. Come sempre sarà necessario individuare il punto in cui si è staccata l'antica frana (la nicchia di paleofrana) e, se ancora risparmiato dall'erosione successiva, il corrispondente accumulo di paleofrana.

Lungo il Canale d'Incarojo, di fronte al M. Tersadia e appena a nord del paese di Lovea, il versante sinistro della valle mostra una morfologia a conca riconducibile ad una probabile nicchia di frana. Con l'aiuto di una cartina topografica della zona (Alpi Carniche, F.° 09 scala 1:25.000 Ed. Tabacco, Udine) la nicchia è ben localizzabile in corrispondenza del toponimo 'Bosco di Chiaulis', ed è riconoscibile sul terreno dalla strada vecchia Cedarchis-Paularo che corre a mezza costa sul versante opposto. Un calcolo del volume di roccia e detriti mancanti, riversati nello stretto fondovalle, porta a calcolare che quel tratto di vallata si riempì di materiale franato fino ad un'altezza di circa 670-700 m s.l.m. Un ammasso caotico di detriti rocciosi che superava i cento metri di altezza e si distribuiva su una lunghezza di quasi un chilometro. In questo caso dell'accumulo non sono rimaste che scarse ed evanescenti tracce appoggiate ai ripidi versanti della valle.

Una nicchia di frana può costituire una buona base di partenza per la nostra indagine, ma da sola non basta. Occorre trovare la testimonianza diretta lasciata dal potenziale paleolago: i depositi deltizio-lacustri che, secondo i calcoli, dovrebbero essersi distribuiti sul fondovalle sotto i 700 m. Una ricerca capillare condotta lungo tutte le fasce prive di vegetazione, situate tra la nicchia di paleofrana e Paularo non tarda a dare i risultati sperati.

Questa volta il primo importante indizio riusciamo a trovarlo perlustrando il versante destro della vallata. Lungo l'incisione di un piccolo corso d'acqua i recenti cedimenti della coltre vegetale hanno messo in evidenza parecchi metri di limi laminati ricchi in particelle vegetali e steli di equiseti resi neri dalla incipiente carbonificazione. La quota di ritrovamento è posta a 600 m e la zona è quella di Cueste di Vints (Costa dei Venti), a metà della galleria più lunga della strada Piedim-Paularo. Questo primo dato avvalorava l'ipotesi dell'vaso lacustre da sbarramento per frana. Costituisce già una prova sufficiente ma non basta. Se vogliamo ricostruire con precisione l'intera evoluzione del settore occorre altro.

Quanto ancora serve lo troviamo più a nord, nella zona di Dierico, a quasi 2 km dai precedenti limi. Qui una serie di scavi lungo il taglio stradale ed una serie di incisioni naturali offrono uno spaccato verticale nei depositi che, assieme agli stessi limi, colmarono il lago. Parecchi metri di sabbie e ghiaie fini, in alternanza con sporadici livelli di limo, attestano che ci stiamo spostando verso le zone di provenienza dei detriti alluvionali che si immettevano nel paleolago.

Abbiamo trovato la fascia deltizia sommersa nella quale, alcune migliaia di anni fa, si sono sedimentati i depositi sabbiosi. Probabilmente risalendo quelli che dovevano essere gli immissari che trasportavano nel lago il loro carico di particelle e ciottoli, finiremmo per trovare quanto resta degli originari depositi deltizi più grossolani: le ghiaie che venivano abbandonate nella fascia più alta dei delta, lungo la zona costiera, e ancora più indietro, i depositi fluviali ghiaiosi grossolani depositi lungo gli alvei dei fiumi che alimentavano il paleolago.

Numerose altre incisioni naturali e diffusi cedimenti favoriscono le nostre indagini. Le zone di Dierico e di Paularo sono le più ricche di indizi. Entrambe risultano formate da abbondanti ghiaie e sopra ad esse sono sorti i due paesi. Il Torrente Chiarsò, che attraversa Paularo, con i suoi affluenti sinistri Rio Turriea e Rio Mueia, che rasenta Dierico, e quelli destri, Rii Minischitte e Ortegias, erano i serbatoi di detriti che rifornivano i delta che progressivamente avanzavano nel paleolago.

La natura e l'organizzazione interna dei depositi deltizio-lacustri e fluviali ci hanno tramandato le informazioni sugli ambienti che un tempo caratterizzavano il settore di Paularo e sulla loro distribuzione spaziale. In parole più semplici ci hanno fornito una fotografia del territorio scattata ai tempi della formazione del paleolago. Abbiamo così compreso che lungo il Canale d'Incarojo, tra i paesi di Chiàulis e Trelli, una paleofrana sbarrò la

valle durante l'Olocene inferiore. Che sul retro della stessa si generò un invaso lacustre con il livello delle acque posto intorno ai 650-700 m. Che nelle posizioni più distali del paleolago, fra Trelli e Salino, si depositarono abbondanti limi. Che, spostandosi verso nord (Dioor), era presente una fascia deltizia con sabbie e ghiaie passante, ancora più a nord, in corrispondenza di Dierico e Paularo, a due distinti ventagli di ghiaie trasportate al lago dal Rio Mueia e dal Torrente Chiarsò. E che, infine, lungo il margine esterno dei due ventagli ghiaiosi correva la linea di riva. Questo dunque è quanto ci ha tramandato la *natura* dei depositi esaminati: la genesi e la vita del paleolago.

Se invece esaminiamo la *forma* esterna che attualmente hanno quegli stessi depositi, ci accorgiamo di poterli utilizzare anche per un altro scopo: la ricostruzione della fine del paleolago! In particolare cercheremo i nuovi indizi negli accumuli volumetricamente più consistenti: i grandi conoidi detritici del Torrente Chiarsò e del Rio Mueia che, rispettivamente a Paularo e Dierico, si gettavano nel paleolago. In origine, ai tempi dell'esistenza del paleolago di Paularo, parecchie migliaia di anni fa, probabilmente da 10.000 a 5.000 anni or sono, i due ampi conoidi ghiaiosi avevano una forma a ventaglio e le rispettive superfici si estendevano con regolarità, senza sbalzi o scarpate di sorta, appoggiandosi lateralmente al profilo della valle ed immergendosi nel lago.

Se, percorrendo la vallata di Paularo, cercassimo quegli originari ventagli deltizi ghiaiosi rimarremmo delusi. Le successive erosioni sono riuscite a mascherarli con particolare cura. Ma non abbastanza da renderli irriconoscibili. Per scoprirli occorre trovare la giusta posizione dalla quale osservarli. Per l'antico ventaglio deltizio di Dierico basta risalire i ripiani di Dioor.

Da lì la visione è perfetta. Ci accorgiamo che il paese giace su una superficie debolmente inclinata, appoggiata al versante della valle da un lato e degradante verso il fondovalle del Torrente Chiarsò dall'altro. E' questa l'antica superficie del ventaglio ghiaioso che finiva per immergersi nelle acque del paleolago! Ma quanto abbiamo riconosciuto dalla nostra postazione favorevole è solo un brandello, e nemmeno troppo esteso, di quella che un tempo era stata l'area complessiva del conoide. Al presente, quell'unico, ma per noi fondamentale, residuo è inciso e tagliato da una profonda doppia scarpata a gradoni terrazzati che termina nel fondovalle con un'altezza totale di 60 m. E' l'effetto di una gigantesca unghia erosiva che ha tolto al paleolago gran parte dei sedimenti che avevano concorso al suo riempimento.

La medesima duplice scarpata erosiva a gradoni terrazzati si estende ad intaccare il conoide di Paularo replicandone gli effetti nelle borgate di Villafuori, Misincinis e Casaso. Questa volta il punto di osservazione più favorevole è dai crinali erbosi di Ravinis, borgata superiore di Paularo. Una stessa erosione per incidere profondamente i due grandi ventagli di detriti ghiaiosi fluvio-deltizi. Allo stesso evento erosivo si deve anche l'asportazione di gran parte dei potenti spessori di limi che occupavano la parte inferiore dell'invaso e, non ultimo, la distruzione del gigantesco, ma friabile, accumulo di paleofrana.

Inutile dire che, anche nel caso del paleolago di Paularo, fu il cedimento del corpo di paleofrana ad innescare l'erosione che asportò gran parte dei depositi fluvio-deltizio-lacustri accumulati sul retro dell'accumulo, sul fondo del segmento vallivo, per un'estensione lineare di oltre 4 km. L'erosione, come sempre accade, si propagò rapidamente all'indietro finendo con lo stravolgere le morfologie della vallata. O meglio, finendo col modellarla nell'aspetto sotto il quale ora la conosciamo.

Il paleolago di Forni di Sotto: ricordando Giulio Pisa

Tra i paleolaghi intravallivi delle Alpi orientali originatisi per sbarramento da frana nell'Olocene inferiore non si può ignorare quello di Forni di Sotto. Sarà questo l'ultimo degli esempi riportati in questa rassegna. Lo studio dell'evoluzione di questo antico lago, ormai scomparso da alcune migliaia di anni, si deve a Giulio Pisa, geologo dell'ateneo bolognese, scomparso tragicamente nel 1976 a 40 anni, a pochi chilometri di distanza da Forni di Sotto.

Con un collega dell'università di Milano, R. Assereto, ed il figlio di quest'ultimo, di soli nove anni, stava perlustrando le pendici orientali del M. Bivera, di fronte a Sauris. Erano le 11.30 del 15 settembre di un anno restato tragicamente nella memoria storica del Friuli e della sua gente. La seconda delle due potenti scosse di quel tremendo 15 settembre 1976 li colse lungo un sentiero che correva alla base di una scoscesa parete di dolomie fratturate ed instabili. La scossa sismica innescò un crollo improvviso. I blocchi e i frammenti che li seppellirono straziarono senza alcuna pietà chi a quelle stesse rocce aveva dedicato anni di studio appassionato. Ancora una ventina di metri - seppi qualche tempo dopo - e quello stesso sentiero li avrebbe condotti al sicuro all'interno di un bosco, oltre quella assoluta parete che all'improvviso fermò sogni, speranze e traguardi scientifici.

Giulio Pisa, che nel ricordo rivedo professore di geologia quand'io ero solo suo studente, sopravvive per noi, ora suoi colleghi, anche attraverso gli studi stratigrafico-paleontologici che ha realizzato, tutti incentrati su questo settore del Friuli, tra Forni di Sotto, Sauris e il Veneto occidentale. Come omaggio alla sua figura di geologo che ha dedicato l'impegno di una vita alla conoscenza di queste terre riporto integralmente alcuni passi dello studio da lui pubblicato nel 1972 sul paleolago di Forni di Sotto.

“A sud dell'abitato, su entrambi i fianchi della Val Tagliamento, ma soprattutto su quello di destra, dal Ponte Sacrovit fino all'altezza del Rio Bianco, per 2,5 km di lunghezza e circa 150 m d'altezza, affiora un accumulo

caotico di blocchi e massi, mescolati ad altri minori. Al Ponte Sacrovit, sul Tagliamento, presentano un notevole grado di cementazione. Questo accumulo è interpretabile come paleofrana post-glaciale. Per lo sbarramento della valle da parte della frana suddetta si formò a monte di essa un lago che, secondo Gortani che lo segnalò per primo, raggiungeva circa 40 m di profondità e 3 km di lunghezza.

I depositi lacustri risparmiati dalle successive erosioni si estendono difatti per circa 2-3 km di lunghezza e sono supponibili per circa 1 km circa al di sotto della conoide del Torrente Auza. I sedimenti lacustri sono costituiti da alternanza di argille e sabbie con lenti di ghiaie, per lo più assai estese o poco potenti. Nelle argille e nelle sabbie non sono rari i ritrovamenti di grossi tronchi di conifera la cui buona conservazione testimonia l'età recente dei depositi. Durante il colmamento del paleolago si svilupparono i conoidi del Rio Chiarada e del Torrente Auza (maggior reponsabile assieme al Tagliamento del colmamento) che alla fine si espansero anche al di sopra dei sedimenti fluvio-lacustri. In seguito il corso del Tagliamento si incassò per erosione regressiva entro il corpo della paleofrana e successivamente entro i depositi fluvio-lacustri.

Quest'erosione ha avuto cinque fasi di maggiore intensità come dimostrano i cinque terrazzi fluviali riconosciuti in questo tratto (dal Ponte di Sacrovit a Forni di Sopra) della Val Tagliamento."

Dieci anni dopo i resti vegetali carbonificati presenti nei limi del paleolago di Forni di Sotto furono analizzati col metodo del ^{14}C . L'età fornita dal reperto è stata valutata intorno a 9.400 anni dal Presente. Un'età comparabile con quella degli altri paleolaghi post-glaciali (Sutrio-Paluzza e Val Settimana) per i quali è stato possibile effettuare datazioni radiometriche.

6 – I conoidi olocenici intravallivi delle Alpi e Prealpi orientali

Sono i torrenti e i fiumi a tornare i protagonisti indiscussi nei settori alpini liberati dai ghiacci würmiani. Saranno le loro acque che, influenzate da un'iniziale accentuata piovosità e una tendenza alla facile erodibilità di versanti non ancora rivestiti da sufficiente vegetazione, in poche migliaia d'anni costituiranno estesi depositi organizzati in particolari forme a ventaglio, i conoidi di deiezione (o alluvionali).

Parallelamente, alla base delle pendici rocciose più ripide e fratturate, si accumuleranno falde e conoidi detritici alimentati dall'incessante caduta gravitativa di frammenti e blocchi. Occasionalmente, sollecitati da particolari eventi sismici, anche l'apporto di concentrate frane contribuirà ad ampliare questo tipo di depositi, spesso con l'aggiunta di lobi detritici perfettamente riconoscibili.

L'inversione climatica era iniziata poco meno di 20.000 anni fa. Il riscaldamento tardo-pleistocenico aveva liberato dai ghiacci tutte le principali vallate alpine e prealpine friulane. Il temporaneo e blando irrigidimento climatico tardo-würmiano aveva sì riproposto la presenza sul territorio di alcune lingue glaciali, ma con estensioni e spessori nemmeno paragonabili a quelli delle possenti lingue würmiane. Come conseguenza la gran parte delle vallate friulane, ad esclusione dunque dei soli tratti prossimali di alcune di esse, già 17.000 anni fa si liberarono definitivamente dai ghiacci (v. Cap. 4). E la cosa non fu di secondaria importanza. In quell'istante geologico cambiarono radicalmente i presupposti evolutivi della morfologia alpina dell'intero comprensorio montano. All'azione dei ghiacci si sostituì quella delle acque ruscellanti.

La deglaciazione würmiana si era ormai affermata. Sull'intero territorio alpino orientale alle ampie e potenti lingue glaciali si sostituirono progressivamente i corsi fluviali e torrentizi. Le loro acque si riappropriarono di quasi tutti i solchi vallivi precedentemente occupati dai ghiacci. Da quel momento fino ai giorni nostri, l'evoluzione della quasi totalità delle vallate (cfr. Cap. 4) fu scandita dal frastuono incessante delle acque correnti. La loro capacità erosiva e di trasporto, e le propensioni all'abbandono di parte del materiale asportato dai rilievi rocciosi e dalle rispettive coperture moreniche würmiane, cambiarono l'aspetto delle vallate alpine carniche.

Alla scomparsa dei ghiacciai dal vasto areale alpino, connessa al relativamente rapido aumento globale della temperatura, era necessariamente seguita una riorganizzazione della circolazione atmosferica globale. Il posizionamento dei centri ciclonici ed anticiclonici ne aveva certamente risentito, con indubbi riflessi sulla frequenza e persistenza dei fronti perturbati di provenienza atlantica. Con l'aumento delle temperature si era incrementata anche la percentuale di vapore acqueo prodotto per evaporazione ed immesso nell'atmosfera. La riduzione della vasta calotta glaciale artica non fu altrettanto rapida e questo, durante le prime migliaia d'anni, condizionò la circolazione atmosferica in transito sui territori alpini. Frequentemente le masse d'aria gelida di provenienza artica si scontravano con fronti caldi e molto umidi d'origine mediterranea.

L'energia del sistema atmosferico aumentava. Persistenti ed abbondanti piogge (o neve destinata a sciogliersi durante la primavera) si concentravano in tempi molto brevi, da poche ore a qualche giorno, riversandosi sui territori da poco deglaciati e per questo ancora privi di un'efficace copertura vegetale. Abbiamo già visto (Cap. 5) come l'evoluzione di particolari segmenti vallivi sia stata condizionata dall'instabilità di certi versanti e dalle conseguenti paleofrane che, spesso per migliaia d'anni, bloccarono i deflussi idrici nei rispettivi fondivalle d'accumulo. Questi casi sono stati frequenti sì, ma arealmente concentrati su estensioni sempre limitate rispetto alla totale lunghezza delle vallate. Viene allora da chiedersi qual è stata la risposta del territorio alla deglaciazione

würmiana nelle estese fasce di fondovalle che non si sono mai venute a trovare nelle condizioni descritte nel Cap. 5. Proviamo ad immaginarlo.

I ghiacciai würmiani si sono ritirati con rapidità (alcuni secoli) dal territorio friulano, fino a sparire quasi ovunque. Per molti tratti le zone deglacciate si presentano rivestite da una coltre morenica instabile, facilmente erodibile dalle piogge battenti. Durante questa fase i caratteri complessivi del territorio sono stati descritti nella parte iniziale del Cap. 5 al quale si rimanda. Ben presto le acque ruscellanti si raccolgono lungo i versanti dando origine a corsi d'acqua che rapidamente si approfondiscono nella morena fino ad intaccare il substrato roccioso. Oppure, ancora più spesso, le acque meteoriche si incanalano nei ripidi solchi torrentizi lasciati nuovamente liberi dai ghiacci.

In entrambi i tipi di corsi d'acqua la propensione all'erosione si mostra subito particolarmente accentuata. Nel fiume collettore di fondovalle si riversano non solo le acque dei corsi minori ma anche gli abbondanti detriti, cosiddetti alluvionali, da essi trasportati. Le particelle di minori dimensioni, limi e sabbie con i ciottoli di dimensioni minori, sono portati lontano, ben oltre la zona di confluenza. Per la gran parte delle particelle detritiche fini il viaggio si concluderà solo nelle piane esondabili della pianura friulana o nei delta adriatici. Al contrario, i frammenti detritici di diametro maggiore sono abbandonati precocemente. La prima zona in cui si accumula la parte più grossolana del sedimento trasportato corrisponde alla fascia in cui la velocità delle acque subisce un rallentamento e, come conseguenza diretta, perde parte della propria capacità di trasporto (in parole più tecniche cala la 'competenza' della corrente). Questa zona particolare si colloca sempre dove un corso secondario, dotato di ripidità accentuata, confluisce nel collettore che occupa un fondo vallivo principale.

Dopo queste necessarie - seppur noiose - premesse, proviamo a cercare sul territorio friulano deglacciato i depositi di questo tipo che, con la loro presenza, potrebbero testimoniare l'evoluzione del territorio durante le prime migliaia d'anni seguite allo scioglimento dei ghiacci würmiani.

La fase costruttiva

Partiamo da Udine, risalendo in autostrada il Friuli centrale. Dopo un iniziale breve tratto di pianura, dove le alluvioni oloceniche coprono le morene würmiane più antiche (v. Cap. 3), oltrepassato il casello di Udine nord i successivi dieci chilometri ci riservano tre regolari salite, con ripetute discese, per superare altrettanti mega-dossi: le cerchia würmiane più recenti, che affiorano a formare il nucleo più appariscente e conosciuto del complesso apparato morenico tilaventino (v. Cap. 3).

Procediamo oltre e, nuovamente in piano, attraversiamo longitudinalmente il Campo di Osoppo. E' questo un'estesa piana alluvionale, di forma vagamente triangolare ampia quasi 25 km², formata da ghiaie deposte dal Tagliamento in tempi recenti (Olocene sup.). Ghiaie che, sulla sinistra, ammantano l'omonimo Colle i cui conglomerati mio-pliocenici emergono ripidi a testimonianza di un antico percorso del Fiume Tagliamento che già 5 milioni di anni fa insisteva su questo tragitto meridiano (v. Cap. 2). Attualmente il Tagliamento corre sul margine occidentale del Campo di Osoppo, a ridosso degli abitati di Trasaghis e Peonis, rasentando il M. Brancot e le pendici orientali dei M.ti Cuar e Prat. Il tragitto del fiume è guidato da una serie di faglie (orientate NNE-SSW, con comportamento 'transensivo', appartenenti al sistema delle faglie di Osoppo) che tendono ad abbassare lentamente il territorio favorendo il richiamo delle acque e del relativo carico di alluvioni.

Dall'autostrada ci viene incontro il Tagliamento, con un alveo di piena largo in questo punto da 1 a 1,5 km. Poca cosa se confrontato con i 3 km raggiunti dalla sezione a sud di Pinzano, allo sbocco nell'alta pianura! In prossimità del ponte che lo attraversa, in una piazzola di sosta, troviamo il punto di osservazione migliore. Di fronte a noi, alle pendici meridionali del M. Brancot, si stagliano i conglomerati di Braulins, sovrastanti l'omonimo abitato e un tempo con tutta probabilità collegati a formare un unico ventaglio fluvio-deltizio con quelli del Colle di Osoppo (v. Cap. 1). Sulla nostra destra invece si estende il primo dei numerosi depositi post-glaciali che stiamo cercando. Questo, in particolare, è il ventaglio di alluvioni (ghiaie e ghiaie sabbiose) su cui sorge Gemona. Un conoide di deiezione generato dal progressivo accumulo di detriti alluvionali trasportati dal Torrente Vegliato, che li ha prima erosi ed asportati dal M. Chiampon e poi abbandonati in corrispondenza dello sbocco in pianura delle acque.

Attraversato il ponte sul Tagliamento l'autostrada ci porta nella stretta valle del Lago di Cavazzo, che già si impose come percorso glaciale parallelo ed alternativo a quello della più ampia vallata del Tagliamento, tra Amaro e Gemona. All'ingresso di questa larga vallata, sulla sinistra, di fronte all'abitato di Trasaghis, troviamo quanto cercato. E' il versante orientale del Cuel di Forchia, propaggine del più noto M. Cuar, a darci il meglio di sé in corrispondenza dell'ampia curva autostradale, prosecuzione diretta del ponte sul Tagliamento. Il ripido versante in roccia è rivestito da un manto detritico grossolano, che si appoggia alla parete di roccia esposta, quasi ovunque di natura dolomitica, fragile e fratturata. Dove, lungo l'ammasso roccioso, le fratture si concentrano in un punto o una fascia particolare, ecco che lì la caduta di frammenti di roccia e i crolli si fanno più intensi, frequenti e arealmente ben definiti. Anche con questi presupposti si generano accumuli dalla particolare forma a

ventaglio, ma con inclinazioni molto più ripide (30°-36°) rispetto a quelle dei conoidi alluvionali (massimo 8°-10°).

Il processo di formazione dei conoidi di detrito è regolato essenzialmente dalla gravità (distacco-caduta-accumulo, quello dei conoidi alluvionali (o 'di deiezione'), al contrario, dalla selezione dei depositi operata da una corrente idrica (asporto-trasporto-apporto!).

Il tragitto lungo la valle prosegue rasentando prima il versante occidentale del M. Brancot, al cui piede l'autostrada intercetta alcuni piccoli coni di deiezione, e subito dopo, oltre la galleria che corre parallela al Lago di Cavazzo, il M. San Simeone. Nel caso di questo monte è il versante opposto, rispetto a quello lambito dall'autostrada, a fornire un ottimo esempio di quello che è definibile come una sorta di 'anello di congiunzione' tra i conoidi di detrito e i conoidi di deiezione. Vale la pena di raggiungere, dall'uscita di Carnia (Amaro), l'abitato di Portis vecchia, paese abbandonato dopo il terremoto del 1976 e ricostruito in un sito privo di rischio, a pochi chilometri di distanza. Dal ponte posto alla periferia nord del paese fantasma ci si trova di fronte alla parete orientale del M. San Simeone, affacciata sulle alluvioni del Tagliamento. Il raccordo tra le rocce e le ghiaie del letto fluviale è costituito da un ventaglio (20°-25° di inclinazione) a metà tra il conoide detritico e quello di deiezione. L'apparente sensazione di inclinazione molto elevata che trasmette è data dalla vista frontale che, come accade in simili casi, tende a falsare la prospettiva schiacciandola.

Osservando con attenzione il deposito si riesce a comprendere la ragione della sua forma... ibrida. L'accumulo si realizza inizialmente per semplice caduta gravitativa, sia per piccoli e quotidiani distacchi sia per più cospicui frammenti indotti da occasionali sollecitazioni sismiche. I frammenti di roccia si vanno ad accumulare alla base della parete formando un conoide che, in assenza di altri processi, sarebbe classificabile come conoide detritico. In questo caso però la sua pendenza, troppo bassa per questa tipologia di conoide, suggerisce un'evoluzione più complessa

Periodicamente il settore è investito da piogge copiose, concentrate in tempi molto brevi. Attualmente, in media, questo accade una volta ogni tre-quattro anni, ma in passato, alcune migliaia di anni fa, dopo la deglaciazione würmiana, il fenomeno doveva verificarsi con frequenza pluristagionale. All'inizio le piogge sono assorbite all'interno del conoide grazie alla presenza di molti vuoti tra un frammento e l'altro. Poi, continuando l'afflusso, anche i vuoti finiscono col saturarsi d'acqua e la quantità in eccesso tende a scorrere in superficie senza più poter essere assorbita. La corrente diventa ruscellante, si incanala e produce un'asportazione di parte del pietrisco. Il flusso di acqua e pietre si sposta rapidamente verso le più ampie parti mediane ed inferiori del deposito dove, per l'aumentato volume, subentra un riassorbimento dell'acqua in profondità e un conseguente abbandono del carico di pietrisco. Ripetendo questo processo per migliaia di volte, dalla deglaciazione würmiana ad oggi, ed applicandolo ad un conoide detritico in fase di continua crescita grazie alla costante caduta gravitativa di frammenti rocciosi, si ottiene dunque questa particolare forma di deposito con caratteri intermedi.

In questo breve tragitto abbiamo potuto prendere visione delle tre forme fondamentali di deposito olocenico (post-glaciale) che caratterizzano pendici montuose e fondivalle posti in prossimità dei rilievi montuosi. E' dunque possibile riconoscere: a) accumuli regolati esclusivamente da caduta gravitativa, ossia falde e conoidi detritici di pietrisco, con pendenze di 30°-36° (caratteristico angolo di riposo o 'natural declivio' per simili materiali), porosità molto elevata e spigolosità accentuata dei frammenti rocciosi; b) accumuli sempre regolati da flussi idrici superficiali, ossia conoidi di deiezioni (o alluvionali) formati da ghiaie e sabbie, con pendenze non superiori agli 8°-10°, porosità media del deposito, arrotondamento da scarso a medio dei clasti; c) conoidi 'ibride' (detritico-alluvionali) regolate dalla caduta gravitativa dei frammenti alla base di una parete rocciosa e periodica redistribuzione degli stessi attraverso flussi idrici discontinui e spazialmente limitati.

Ovunque, lungo le vallate carniche e giulie sulle quali ha insistito la coltre glaciale würmiana, nel post-glaciale si sono sviluppati accumuli a forma di ventaglio, più o meno ripido, riconducibili alle tre tipologie sopra descritte. E non sarà difficile ora cercarli e riconoscerli, anche dove la vegetazione avesse rivestito la superficie. A tal proposito si può accennare che il tipo di vegetazione, unitamente al suo grado di crescita e sviluppo, possono fornire utili indicazioni sull'evoluzione del deposito che può essere considerato alternativamente attivo, oppure non più alimentato da un certo tempo ma passibile di ulteriore attività futura, o anche permanentemente disattivato.

Contemporaneamente, nei fondivalle più ampi, lo stesso elevato apporto di ghiaie che favoriva la costruzione dei conoidi di deiezione dava luogo a consistenti spessori di alluvioni. Basti pensare, un esempio su tutti, al fondovalle del Tagliamento, tra Socchieve e Gemona, e al Campo di Osoppo, fra Trasaghis e Pinzano, dove il materasso alluvionale può raggiungere i 200 m di spessore.

Non mancano in Friuli i resti di conoidi più antichi, falde di detrito e alluvioni di fondovalle riferibili a periodi antecedenti all'ultimo pleniglaciale würmiano e che risalgono con tutta probabilità all'Interglaciale Riss-Würm. Sono depositi completamente e tenacemente cementati, spesso fratturati e sempre profondamente erosi ed esarati dai successivi processi fluviali e glaciali. Inoltre, in certe situazioni, risultano ricoperti da una coltre morenica di fondo würmiana che ne consente la retrodatazione ad un intervallo precedente, perlomeno all'ultimo ple-

niglaciale. Come esempio basti citare i conglomerati del M. Plauris (Venzone), del M. Tersadia (versante sud, Canale d'Incarojo), del Ponte Arceons (Creta Forata sud, Val Pesarina) e dello Jof di Montasio (versante sud), tutti depositi che inoltre possono essere ascritti al tipo di conoide 'ibrido'. Gli estesi affioramenti conglomeratici della conca di Ampezzo e dell'alto Tagliamento, testimoniano invece un'antica (pre-Würm), e probabilmente contemporanea, deposizione di alluvioni fluviali, successivamente incise ed in gran parte asportate dalle erosioni fluviali e dalle esarazioni glaciali.

La fase di erosione

Un conoide di deiezione si amplia durante le piene del torrente che lo percorre longitudinalmente. Indubbiamente facciamo fatica ad immaginare un conoide durante le sue fasi di accrescimento ed ampliamento; questo perché siamo abituati a concepire i torrenti che attraversano i propri ventagli alluvionali come dei corsi sempre incassati tra sponde ed argini artificiali che ne confinano il percorso. Durante i millenni immediatamente successivi alla deglaciazione würmiana, ogni evento di piena significava la fuoriuscita del corso d'acqua dal proprio alveo e lo spaglio dei detriti trasportati che si espandevano su vaste porzioni del conoide alimentandone la crescita. Al calo dell'ondata di piena le acque rifluivano nel corso cosiddetto 'di magra', destinato quasi ad ogni evento a cambiare tracciato. Le acque, nuovamente incanalate, prendevano ad incidere le proprie alluvioni insistendo nel solco di magra ed approfondendolo. Questo durava fino alla piena successiva e il ciclo si ripeteva.

Se, come si è verificato nel tardo- e post-glaciale würmiano, le piene si rinnovavano con elevata frequenza (e con carico massimo di alluvioni, dovuto all'iniziale insufficiente vegetazione non ancora idonea a rinsaldare le pendici montuose), ecco che l'apporto detritico era destinato a prevalere sulle erosioni di magra. Di conseguenza i conoidi di deiezione si ampliavano ed avanzavano. Con la stabilizzazione del clima e con l'aumento della vegetazione sul territorio, si passò ad un calo generalizzato degli apporti solidi rilasciati dai versanti. Gli eventi di piena furono meno frequenti e il carico solido scese sotto una quantità critica mentre i periodi di magra diventarono la condizione prevalente. I corrispondenti solchi di magra che si formavano finirono con l'approfondirsi a tal punto, cannibalizzando le proprie passate alluvioni, che anche le successive occasionali piene, seppur catastrofiche, difficilmente riusciva a tracimare dagli argini naturali prodotti dalle stesse incisioni, se non nella parte più distale del conoide.

Ancora una volta può essere interessante cercare un esempio sul territorio friulano. Il più evidente lo ritroviamo a Piano d'Arta, nella media Valle del But, lungo il Canale di San Pietro. Il paese sorge sopra un conoide di deiezione che per certi versi ha seguito l'evoluzione sopra descritta. Ad una fase di marcato accrescimento del ventaglio alluvionale è subentrato un approfondimento del corso di magra (Rio Randice) nelle proprie alluvioni. Col tempo, in epoca pre-storica, si è prodotta un'incisione terrazzata profonda 25 metri e larga molte decine. Le alluvioni asportate sono state convogliate nel Torrente But, collettore di fondovalle, che a sua volta le ha ridistribuite lungo la propria asta fluviale. In tempi recenti la tendenza all'escavazione è stata contrastata dalla costruzione di una serie di briglie in calcestruzzo armato (opere trasversali al corso che ne smorzano la pendenza rallentando la velocità di deflusso delle acque, favorendo la parziale ritenzione delle alluvioni ed inibendo l'erosione sia sul fondo che lungo le sponde).

Ci si potrebbe chiedere se anche il mirabile ventaglio di deiezione del M. Amariana, il conoide dei Rivoli Bianchi di Tolmezzo, il secondo per estensione in Europa, ha seguito questa evoluzione. Si dovrebbe rispondere sì, ma solo parzialmente. In esso, difatti, la fase erosiva si è espressa solo in minima parte. Questo per due motivi. Il corso d'acqua che lo alimenta è decisamente effimero e dunque impossibilitato ad agire in tempi di magra, dato che il flusso d'acqua, quando cala sotto una certa quantità, tende ad essere assorbito completamente dalle porosità del sedimento. Inoltre, le pendici rocciose del M. Amariana, a motivo di un'intensa fratturazione tettonica, continuano a riversare minuti detriti rocciosi nelle ripide aste torrentizie che raggiungono l'apice del ventaglio. Queste, durante gli intensi periodi di pioggia, si gonfiano di acque attraverso cui il carico solido viene distribuito sul conoide. Al calare della piena l'acqua scompare dalla superficie assorbita in profondità ad alimentare la falda.

L'alto valore di inclinazione (14%, corrispondente a circa 8°) e l'estensione volumetrica raggiunta in particolare da questo conoide, attivo da oltre 10.000 anni, sono dei caratteri resi possibili dall'elevata sismicità della zona che produce periodici crolli dalle gole del M. Amariana e continui rifornimenti di frammenti rocciosi.

7 - I mutamenti olocenici (e tardo pleistocenici) nell'idrografia della pianura friulana

La pianura friulana, così come appare oggi, ha cominciato a formarsi e si è accresciuta nel Quaternario. E' stata costruita, strato su strato, dalla sovrapposizione e dall'avanzamento dei depositi ghiaioso-sabbiosi e limosi trasportati dai grandi corsi d'acqua regionali. Corsi d'acqua che durante gli intervalli climatici più rigidi si trasformavano in 'scaricatori glaciali' uscendo direttamente dalla fronte delle lingue glaciali, prime fra tutte quella tilaventina.

La geometria dei depositi abbandonati dai singoli fiumi assumeva, quando possibile, una forma a ventaglio (conoide di deiezione), aperto verso le zone meridionali. Sulla loro superficie i fiumi di norma avanzavano suddividendo il proprio corso in più rami (Tagliamento). Col passare dei millenni i fiumi della pianura divagarono, cambiando il proprio tragitto ed impostando tracciati spesso molto diversi dai precedenti (Isonzo e Natisone). Altri fiumi invece, molto attivi e voluminosi come 'scaricatori glaciali' würmiani, nel post-glaciale persero la loro importanza e ora appaiono ridotti al rango di corsi secondari (Torrenti Corno e Cormor). Anche la storia dell'evoluzione delle basse coste sabbiose e dei due apparati deltizi della regione passa attraverso le recenti variazioni di percorso dei due principali fiumi che sfociano in Adriatico (Tagliamento e Isonzo).

L'evoluzione della pianura friulana, esternamente alle più avanzate cerchia moreniche affioranti e, più ad ovest, nei settori prospicienti alle Prealpi pordenonesi, è il risultato del complesso alternarsi di diffuse sedimentazioni alluvionali e di concentrate erosioni fluviali.

Nel suo complesso il corpo sedimentario che forma la pianura friulana può essere raffigurato come un sottile cuneo che dalle Prealpi, fascia di spessore minimo, tende ad ispessirsi rapidamente verso mare con spessori massimi intorno ai 300 m. Al suo interno, procedendo da nord verso sud, i sedimenti fluviali e fluvio-glaciali accumulati nel corso del Quaternario mostrano un calo delle granulometrie: da ghiaie, solo localmente cementate, a sabbie e limi.

Senza l'intervento dell'Uomo che, nel corso degli ultimi secoli, per propria tutela, si è adoperato a contenere i maggiori fiumi della regione entro fasce delimitate da possenti argini, ancor oggi assisteremmo a frequenti esondazioni, disalveamenti e mutamenti del percorso fluviali, come di norma avveniva nel passato pre-storico. Solo così, del resto, una pianura riesce ad esistere come elemento geomorfologico dotato di vitalità propria. Effettivamente, in conseguenza delle opere di tutela e bonifica imposte lungo l'alveo dei principali fiumi e nella stessa pianura, ciò che noi ora osserviamo è una situazione cristallizzata, una sorta di fotogramma bloccato sull'ultimo secolo del trascorso millennio.

Con simili condizionamenti il trasporto solido fluviale tende attualmente a depositarsi interamente alla foce dei rispettivi corsi i quali, proprio per la costante presenza di argini artificiali, difficilmente saranno ancora liberi di divagare nella piana deltizia, disattendendo quella che è una naturale tendenza dell'ambiente deltizio non regimato. Due le conseguenze: la prima comporta che la pianura non riceva più i periodici apporti solidi che, sotto forma di singoli strati limosi, decantavano ogni volta che le acque torbide, tracimando al culmine di una piena fluviale, inondavano il territorio; la seconda conseguenza è che nella zona di foce il delta tenderà a svilupparsi attraverso un'unica bocca fluviale, avanzante verso mare con un cuneo di sabbie che le correnti ridistribuiranno in parte ai lati sotto forma di cordoni litorali.

E' quanto sta accadendo per i due maggiori apparati deltizi della regione: quello del Tagliamento, tra Friuli e Veneto, e quello dell'Isonzo, a sud di Monfalcone.

La pianura friulana occidentale: Tagliamento, Cellina e Meduna

Provando a cercare la serie di dati macroscopici scolpiti nell'alta pianura friulana e prodotti dall'evoluzione quaternaria recente, ci si imbatte in alcune evidenze significative. Per affrontare meglio il loro esame, seppur non approfondito, basiamoci su una semplice metodologia d'indagine che faciliterà la comprensione dei dati. Le espressioni dell'evoluzione quaternaria del territorio possono essere raggruppate in due grandi insiemi: *forme* e *contenuti*. Le prime, a loro volta, possono essere distinte in *forme positive*, ossia le superfici originarie che delimitano un accumulo, e in *forme negative*, quando sono il risultato di un asporto, di un'erosione. Per *contenuto* invece s'intendono i materiali che si celano sotto le *forme* (in questo caso le alluvioni più o meno grossolane). In certi contesti il contenuto e la forma che lo limita sono contemporanei, come per i conoidi alluvionali ad esempio (v. Cap. 6), in altri sono il frutto di due distinti atti (la deposizione di un accumulo e la sua successiva erosione) separati nel tempo, ad esempio il riempimento di un bacino lacustre e il terrazzamento di quegli stessi depositi quando la barriera che formava il lago cede (v. Cap. 5).

Osservando la pianura friulana, dal Fiume Livenza all'Isonzo, alcuni elementi morfologici si propongono in modo nitido e appariscente. A nord di Pordenone si stagliano i due grandi conoidi pedemontani dei Torrenti Cellina (pendenza 14 x mille) e Meduna (pendenza 10 x mille). La loro fase di massima espansione si è con tutta probabilità realizzata, con alterne vicende, durante il Glaciale Würm e, prima ancora, nell'Interglaciale Riss-Würm. Da una più attenta analisi si percepisce un particolare importante: il corso del Torrente Cellina e, in misura meno appariscente ma altrettanto incisiva, quello del vicino Torrente Meduna, hanno cannibalizzato le loro stesse alluvioni deposte nella parte superiore dei rispettivi conoidi. Le ghiaie scalzate a monte, nelle profonde incisioni d'alveo, sono state poi trasferite e abbandonate più a valle sotto forma di nuovi e più ridotti ventagli che si appoggiano e rivestono quelli würmiani. La fase di cannibalizzazione si è verificata nell'Olocene (post-Würm), durante gli ultimi 10.000 anni. Manca un ultimo dato, e riguarda il contenuto. Si tratta di depositi ghiaiosi e ghiaioso sabbiosi, composizionalmente rappresentati da litologie che in origine appartenevano alla successione

mesozoico-cenozoica, dato che il bacino idrografico drenato dai due corsi d'acqua si sviluppa palesemente in rocce di tali età e vi sono escluse le rocce più antiche, quelle paleozoiche.

Avvicinandosi al Tagliamento i dati diventano più complessi. Il primo, molto evidente, è presente lungo la sponda sinistra del Tagliamento. Occorre scendere lungo l'argine naturale del fiume, tra Pinzano e Aonedis per trovare quanto di meglio serve ai geologi: uno spaccato verticale attraverso il quale osservare da vicino... il trascorrere del tempo. Settanta metri quasi verticali di successione ghiaioso-sabbiosa che, guardati dal greto del Tagliamento, sono uno spettacolo affascinante. E non solo per il loro impatto estetico ma anche e soprattutto per il significato di quanto ci rivela l'analisi del *contenuto*. Anche ad una fugace osservazione non sfugge che il deposito è in realtà formato da due potenti corpi alluvionali suborizzontali con caratteri assai diversi tra loro. Saranno proprio queste diversità a raccontarci qualcosa di molto interessante sull'evoluzione quaternaria del settore occidentale dell'alta pianura friulana.

Partiamo dall'alto dell'affioramento. La sua metà superiore è formata da ghiaie alluvionali con locali blande plaghe cementate: i ciottoli, ben arrotondati, hanno una composizione molto varia e provengono dal disfacimento della vicina successione meso-cenozoica ma anche di quella paleozoica più antica, affiorante solo nelle Alpi Carniche più interne, al confine con l'Austria. La parte inferiore dell'affioramento si distingue immediatamente per il suo colore giallastro, in buona parte dovuto all'abbondanza di livelli sabbiosi che si intercalano a banchi di conglomerati e più rare ghiaie. Ad una più attenta analisi quello che colpisce in questo corpo conglomeratico-sabbioso è l'assenza di ciottoli paleozoici! Inoltre vi abbondano le sabbie giallastre. Al suo interno sono riscontrabili anche un paio di livelli di paleosuolo molto arrossati. E' la composizione comunque il dato più importante.

Ammettendo, senza dubbio alcuno, che il 'ciclo superiore', ghiaioso e con ciottoli paleozoici, ha un'età würmiana (v. oltre), dobbiamo pensare che in un'epoca precedente al Würm (forse nell'Interglaciale Riss-Würm?) i transiti fluviali del settore fossero completamente differenti. I dati condurrebbero verso questa interpretazione (Venturini & Astori, in prep.). Lo stesso deposito, che chiameremo 'ciclo inferiore' è visibile, anch'esso terrazzato, in sponda destra del Tagliamento, nei dintorni di Valeriano e sicuramente continua per parecchi chilometri almeno, verso est, nella pianura in direzione di Udine, ricoperto dal ciclo superiore'.

Sono le abbondanti sabbie giallastre a darci una prima indicazione. Non possono che derivare dallo smantellamento dei frequenti livelli sabbiosi di età cenozoica (Miocene) che affiorano nei rilievi tra Forgaria, Travesio e Maniago, e solo lì. Una seconda indicazione, la più importante, è fornita dalla composizione dei ciottoli, anch'essa funzione diretta delle aree che i fiumi erodono. C'è la certezza che nel pre-Würm (probabilmente dunque l'Interglaciale Riss-Würm, anche se non si può escludere in modo assoluto un intervallo climatico mite che separava due pleniglaciali del Würm) la fascia a sud di Pinzano e San Daniele non era solcata dal Tagliamento ma solo ed esclusivamente dalle acque dei torrenti... pordenonesi: Meduna, Cosa e Arzino.

Il Meduna (o perlomeno un ramo di esso) a quei tempi rasentava la base del M. Ciaurlec, come testimoniato dai paleodrenaggi fossili (Comel, 1954) ancora visibili tra Toppo e Travesio, defluendo lungo l'incisione di Usago dove riceveva le acque del Torrente Cosa. Insieme procedevano nella piana antistante a Valeriano dove si univano all'importante contributo del Torrente Arzino che, con decorso N-S attraversava la stretta di Pinzano, già a quei tempi incisa. Ma, ci si chiederà, chi vietava al Tagliamento ed alle sue acque cariche di detriti paleozoici di riversarsi in quella medesima stretta assieme all'Arzino, come del resto accade oggi? La risposta può venire dalla zona posta tra Cimano e Forgaria, e la cercheremo proprio dentro l'alveo del Tagliamento, a ridosso del tratto ove corre il ponte stradale e ferroviario che collega le due sponde.

Scendendo nel greto, immediatamente a nord del ponte, si staglia un rilievo stretto ed allungato, posto trasversalmente all'alveo. Non molto alto, è coperto da fitta vegetazione. Osservandolo dal lato settentrionale la vegetazione si dirada e appaiono degli strati massicci subverticali con un significato ben preciso: e' ciò che resta di un baluardo roccioso (successione miocenica) che in origine, prima delle esarazioni würmiane e delle erosioni fluviali post-würmiane doveva estendersi formando un tutt'uno con gli ampi contrafforti di Susans deviando verso sud-est il deflusso delle acque provenienti da nord.

In conclusione, fino ad un certo momento della sua storia evolutiva quaternaria il Tagliamento, lambendo Osoppo, procedeva poi attraverso l'incisione morfologica, esistente da più lungo tempo, scavata tra i rilievi eocenico-miocenici di Buia e Majano. Da lì si divideva in vari rami distribuiti a ventaglio sull'alta pianura. Poi, la progressiva erosione (+ esarazione?) della barriera di Cimano cambiò radicalmente i deflussi idrografici della parte orientale del Friuli. Il poderoso apporto alluvionale connesso alle imponenti portate idriche del Tagliamento (e del relativo scaricatore che lo sostituiva durante gli intervalli glaciali) prese un'altra via, quella di Pinzano. La modifica non mancò di produrre le sue ripercussioni sull'entità e velocità di espansione dell'antistante pianura friulana occidentale, che dagli apporti detritici fluviali e fluvio-glaciali traeva sostegno ed alimentazione.

Dopo aver capito l'importanza del *contenuto* dell'affioramento di Aonedis, torniamo ad esso e valutiamolo dall'altro punto di vista: la *forma*. Le acque del fiume in piena, periodicamente lambiscono la parete erodendola al piede e facendo sì, con piccoli e ripetuti franamenti, che la vegetazione non riesca a colonizzarla. La parete

stessa è un dato geomorfologico, classificabile dunque nel grande insieme delle *forme*. Più in particolare è una forma dovuta ad erosione. Quasi settanta metri di incisione verticale causati dall'approfondimento del Tagliamento all'interno di un corpo alluvionale ghiaioso del quale abbiamo appena discusso il significato.

Quando, perlustrando il territorio, s'individua una *forma* (ma il discorso vale anche per i *contenuti*) per utilizzarla ai fini conoscitivi dell'evoluzione di quel settore occorre non solo capire qual è stata la causa della sua presenza e genesi, ma anche cercare di collocarla nel tempo. E' dunque il momento di chiedersi quando si è verificata questa profonda incisione. Appare come l'elemento più recente del settore, alla pari delle incisioni del vicino Torrente Corno e del più distante Torrente Cormor. Senza dubbio può essere genericamente collocata, come del resto le erosioni dei Torrenti Cellina e Meduna, negli ultimi 10.000 anni (Olocene, post-glaciale).

Come avvenuto per questi due ultimi corsi d'acqua, anche il Tagliamento ha ridistribuito più a valle le antiche ghiaie e sabbie recentemente asportate. Se osserviamo la relativa carta topografica che, attraverso le isoipse, riporta le variazioni d'altezza della superficie attuale, con un po' di attenzione riusciamo a visualizzare la sagoma di un immenso ventaglio di detriti fluvio-glaciali costituito principalmente dagli apporti del Tagliamento cui, sul lato occidentale, si aggiungono i parziali contributi del Torrente Meduna. Tale gigantesco cono di deiezione si saldava da un lato alla propaggine esterna dei conoidi, coalescenti, del Cellina-Meduna, mentre da quello opposto, verso est, sfumava nelle alluvioni fluvio-glaciali del Torrente Corno. La fascia di deflusso di quest'ultimo correva tra San Daniele del Friuli e Rive d'Arcano, allargandosi nell'alta pianura friulana.

E' interessante notare come le direzioni di scorrimento dei fiumi di risorgiva della pianura pordenonese (Regghena, Sile e Fiume), che con apparente anomalia si dispongono perpendicolarmente sia al Livenza, nel quale confluiscono, sia al Cellina, sono perfettamente giustificate dalla presenza del grande conoide di deiezione würmiana del Tagliamento. Difatti, osservando la carta topografica della zona si può notare come i citati fiumi di risorgiva si dispongono sulla fascia occidentale del conoide, defluendo lungo la linea di massima pendenza, orientata circa da NE a SO. Livenza e Cellina, al contrario scorrono su fasce di alluvioni würmiane con pendenza opposta (NO-SE) che sono geneticamente indipendenti dal conoide würmiano del Tagliamento. Il vasto apparato fluvio-glaciale del Tagliamento, allargato a ventaglio, a costituire parte integrante della bassa pianura friulana occidentale, aveva le sue propaggini ghiaiose grossolane nel settore a monte di Pinzano, l'apice del conoide.

Per comprendere meglio l'estensione originaria di questo vasto corpo fluvio-glaciale, scaricato dalla porta glaciale più occidentale della lingua tilaventina e, con tutta probabilità, ancora alimentato nel tardo- e nel precoce post-Würm dallo stesso Tagliamento, occorrerebbe osservare direttamente la zona, toccando le località che costeggiano il Tagliamento: Villuzza (Ragogna), Borgo di Mezzo (San Pietro di Ragogna), Valeriano, Colle, Flagogna e Cimano. Ovunque si incontra un corpo di alluvioni ghiaiose il cui tetto, decrescente verso sud, è attestato tra i 250 e i 230 m s.l.m., ed è sopraelevato sull'alveo del Tagliamento attuale di alcune decine di metri. Il corpo ghiaioso è inciso, asportato e terrazzato da una successiva erosione: è naturalmente la stessa che, nell'Olocene, ha prodotto la scarpata di Aonedis!

Manca un tassello. Il materiale asportato nell'Olocene, come già accaduto nell'esempio da manuale offerto dal Torrente Cellina, deve essersi rideposto più a valle, contemporaneamente alle erosioni attive nella zona a monte. Basterà seguire verso valle le scarpate d'erosione. Come accade in casi simili, conoidi di deiezione inizialmente sovralimentati, tendono a sviluppare delle sottoescavazioni quando gli apporti solidi (per ragioni climatiche e/o di stabilizzazione dei versanti del bacino idrografico) diminuiscono sensibilmente. Sottoescavazioni che saranno molto più pronunciate verso le porzioni superiori del conoide, dove il deposito è in genere più spesso, per poi diminuire fino a scomparire verso le zone inferiori.

Basterà dunque seguire sul terreno (o su una carta topografica) le scarpate d'erosione. Nel farlo ci accorgeremo che, procedendo da Pinzano verso Dignano, l'altezza delle scarpate cala progressivamente fino quasi ad annullarsi nei pressi di Codroipo. E' proprio oltre il Ponte della Delizia (Comel, 1954) che riusciamo a riconoscere le alluvioni che stavamo cercando: sono ridistribuite a ventaglio. Formano un conoide a debolissima inclinazione (e per questo poco percepibile) che si sovrappone, interferendo, a quello würmiano. Il ventaglio alluvionale olocenico si estende all'incirca tra i Fiumi Lemene (destra Tagliamento) e Stella (sinistra Tagliamento). La stessa deviazione antioraria che presenta l'attuale corso del Tagliamento tra San Vito e Varmo (da N-S a SE) è dovuta al fatto che il deflusso segue la linea di massima pendenza del conoide che, in quel tratto appunto, svasa verso SE.

Può essere interessante anche cercare, sia lungo quello stesso conoide olocenico, sia nel tratto più a monte, verso Pinzano, eventuali segni di passati percorsi del Tagliamento. Non rimarremo delusi. La profonda scarpata di Aonedis trova i suoi corrispondenti sul lato occidentale del fiume, in sponda destra, all'altezza di Valeriano e Spilimbergo sud, a testimonianza di un corso che in origine scorreva spostato di un paio di chilometri rispetto ad oggi.

Le prove continuano verso la bassa pianura dove, a metà strada tra Latisana e Portogruaro, lungo la direttrice Teglio-Fratta-Fossalta, parallela all'attuale corso del Tagliamento, sono presenti le vestigia di ampi e articolati meandri: rappresentano un ramo, il principale, del Tagliamento olocenico. Nello stesso settore sono riconoscibili altri due rami estinti, distribuiti a raggera lungo il conoide olocenico nei quali si divideva la corrente non

regimata e priva di argini del Tagliamento di alcune migliaia di anni fa. Un ramo seguiva la direttrice Morsano-Mussons, l'altro un percorso meridiano che, lambendo Valvasone, Casarsa e San Vito, giungeva esattamente su Portogruaro. Anche in questo caso a testimoniare sono alcune ridotte ma percepibili scarpate poste in corrispondenza degli antichi solchi di magra.

La storia evolutiva del Tagliamento, qui sinteticamente esposta, si completa con un rapido esame delle tappe più recenti, riferite al periodo storico. Durante gli ultimi secoli le regimazioni, particolarmente imponenti a sud di Latisana, nella bassa pianura fortemente antropizzata, hanno imposto al fiume un percorso confinato tra argini che ne contengono e impediscono le esondazioni. Gli argini che regolano l'ampiezza delle escursioni laterali del fiume (oltre che l'altezza delle fasi di piena) riducono al minimo le possibilità di ulteriori alimentazioni alluvionali della pianura. L'unico spostamento possibile degli apporti solidi è in senso meridiano, lungo il corso stesso. Il Tagliamento, per oltre un terzo della sua estensione, è un fiume a canali intrecciati (cosiddetto *braided*). La porzione dove questi caratteri sono espressi con maggiore evidenza si colloca tra Tolmezzo e Varmo, tra Codroipo e Latisana.

Da Latisana alla foce il corso diventa meandriforme e una doppia serie di argini replica il tracciato cristallizzando la posizione. Nel corso a canali intrecciati durante le fasi di piena calante la corrente perde competenza abbandonando lungo l'alveo parte del suo carico più grossolano (essenzialmente ghiaie e subordinate sabbie) il quale si organizza in barre. Sono queste dei corpi ghiaioso-sabbiosi che sotto la spinta della corrente di piena migrano per progressivi lenti spostamenti. Hanno dimensioni variabili e possono in seguito restare emerse per lungo tempo ed essere colonizzate dalla vegetazione. Durante le fasi di magra fluviale le correnti incidono le barre dando origine ad isolotti delimitati dai canali intrecciati.

Nel tratto tra Tolmezzo e Codroipo si percepisce un marcato impoverimento idrico del Tagliamento, dovuto alla elevata porosità delle alluvioni ghiaiose sulle quali scorre con evidente carattere di fiume a canali intrecciati. Più a sud, tra Codroipo e Latisana, si colloca la fascia delle cosiddette risorgive, fenomeno naturale tra i più interessanti e spettacolari della Bassa friulana, sia per il significato idrologico sia per il particolare ecosistema (vegetazione e fauna) indotto dalla presenza di improvvisi ed elevati apporti idrici quasi privi di trasporto solido. La *linea delle risorgive**, orientata circa WNW-ESE, si estende sia in destra che sinistra Tagliamento e segue l'ideale congiungente Pordenone-Palmanova. Geneticamente il fenomeno delle risorgive è collegato ad una salienza della falda freatica che, incontrando il piano campagna, emerge dando luogo ad infrigidimento di vaste porzioni di territorio e locali cospicue venute d'acqua concentrate in polle sorgive che danno origine a corsi d'acqua d'una certa importanza (Noncello, Fiume, Sile, Reghena, Versa-Lemene, Stella, Cormor, Corno, Ausa, Natisa). Anche il Tagliamento, tra Codroipo e Latisana si arricchisce progressivamente di acque e passa gradualmente da intrecciato a meandriforme, concordemente alla diminuzione di pendenza del territorio che da valori del 7 x mille passa al 3 x mille.

Il modello di corso meandriforme si ritrova nelle aree inferiori delle pianure alluvionali a bassa pendenza e nelle piane costiere e deltizie. Un fiume meandriforme è caratterizzato da ampie divagazioni del corso che presenta una sinuosità molto accentuata. I meandri sono forme estremamente mobili lungo le cui sponde, esterna ed interna, si realizza di continuo un processo rispettivamente di erosione e di accumulo. Il processo comporta relativamente rapidi spostamenti progressivi del corso con esasperazione massima della sinuosità fino al taglio e conseguente abbandono del meandro stesso che viene escluso dal nuovo tragitto della corrente.

Il basso corso del Tagliamento non si sottrae ad una simile evoluzione e risultano numerose le variazioni verificatesi dalla fine dell'800 ai giorni nostri. Sono sintomatici i cambiamenti di percorso nella zona tra Mussons e Latisana nord, dove la costruzione tardiva (dopo gli anni '50) di argini artificiali ha consentito la registrazione di un secolo di divagazioni. Al contrario, a sud di Latisana la innegabile stabilità dei meandri è una forzatura prodotta dagli argini artificiali che fin dalla metà dell'800 tutelavano quei territori dalle esondazioni. Uniche concessioni le due rettifiche del corso, avvenute (o effettuate?) tra gli anni '50 e '80. Riportano alla memoria la disastrosa alluvione del 1966 della quale potrebbero essere una conseguenza

Il Fiume Tagliamento sfociando nel Mare Adriatico dopo un percorso di 130 km, dà origine ad un caratteristico delta arcuato asimmetrico le cui ali sono dovute alla dispersione dei sedimenti di foce operata dalle correnti e dal moto ondoso. La distribuzione laterale delle sabbie e limi alla foce rallenta l'avanzata del corpo deltizio verso mare. Il tipo di apparato che si forma è regolato da processi dinamici marini che ridistribuiscono l'apporto detritico frontale. Lateralmente alla foce i depositi rimaneggiati hanno formato barre e cordoni litorali che in territorio veneto si sono saldati alla terraferma isolando delle lagune relitte.

La pianura friulana orientale: Isonzo, Torre e Natisone *

* Da C. VENTURINI, in: PERCO F., SIMONETTI G. & VENTURINI C. (1998) - *La foce dell'Isonzo. Riserva Naturale Regionale*. I Parchi e le Riserve Naturali della Regione Autonoma Friuli-V.G. (Per cortese concessione della Editrice Giunti).

Lungo la fascia costiera dell'alto Mare Adriatico e, più in particolare, in quel tratto che si estende tra la Laguna di Grado e il Golfo di Panzano, verso Monfalcone, si può assistere alla lenta e silenziosa lotta tra il mare e le

terre emerse. Lotta per la supremazia sul territorio, condotta a colpi di successive modifiche della linea di costa. Modifiche che, con il trascorrere delle migliaia di anni, riescono a produrre percepibili variazioni nella forma e nello sviluppo delle aree emerse.

Il Fiume Isonzo, ora come in passato, resta l'indiscusso artefice e principale protagonista della storia evolutiva di questo estremo lembo nord-orientale di pianura veneto-friulana. Per comprendere il presente aspetto della pianura isontina, lì dove si incontra, interseca e mescola col mare in un frastagliarsi di sottili lingue di terra e impercettibili spessori di sabbie distribuiti a ghirlanda nelle basse acque salmastre, risulta indispensabile ripercorrere le tappe evolutive che hanno preceduto la situazione attuale.

Chi tra voi, non avendo potuto seguire in diretta il *derby* della propria squadra di calcio, si accontenterebbe di conoscerne il risultato finale senza voler sapere, da televisione e giornali, la sintesi della partita, da chi sono state segnate le reti, quando ed in che modo,... Se proviamo interesse nei confronti di qualcosa, tanto una squadra quanto un territorio, non possiamo accontentarci del risultato finale! Solo così risulterà chiaro il *quando* e il *perché* di un'evoluzione che, inizialmente regolata dalle forze della Natura, ha visto con il passare del tempo l'entrata in scena della caparbia umana, impegnata a guidarne gli effetti su quel mirabile palcoscenico rappresentato dalla pianura e dalle aree lagunari isontine.

Da migliaia d'anni la storia impetuosa dell'Isonzo, a tratti segnata da estrema violenza, appare intimamente intrecciata con quella degli abitanti di queste terre. Popolazioni che dalle acque del fiume e della sua falda, da quelle della laguna e dell'antistante mare, hanno tratto al tempo stesso sussistenza e danno. Acque che, utilizzate abitualmente per irrigare, trasportare e commerciare, come sede di allevamento e fonte di ristoro, all'improvviso potevano trasformarsi in strumento di distruzione, scalzando ponti, sommergendo campi e insediamenti umani, sparpagliando ed annegando greggi, divagando per la pianura e scavandosi nuovi percorsi.

Tutto questo risulta da archivi storici e parrocchiali, da frammenti di documenti notarili e commerciali, segnato in carte geografiche e mappe catastali, tramandato dalla posizione di resti archeologici, da vestigia di passate bonifiche attuate sul territorio, da ponti in pietra sepolti sotto più recenti sabbie alluvionali, da porti fluviali ormai privi di fiumi ed annegati in un mare di sabbie e ghiaie in mezzo alla pianura... E poi ancora più indietro nel tempo. Affidandosi non più ai segni dell'Uomo ma a quelli, spesso indelebili, della Natura. Ecco allora affiorare strati, livelli ed orizzonti sedimentari che, come pagine di un enorme libro, racchiudono i dati sulla preistoria di questo territorio.

Nella Preistoria (da 12.000 a 1.500 anni a.C. circa) - La registrazione degli eventi attraverso gli antichi sedimenti

Il Fiume Isonzo, oggi come migliaia di anni fa, drena un ampio settore montano collocato a ridosso dell'attuale confine italo-sloveno. Le sue acque entrano in territorio italiano tra Salcano e Gorizia. Da lì, verso il mare, hanno dato origine, nel corso di parecchi millenni, ad un esteso ventaglio di alluvioni.

L'antica pianura isontina è stata costruita, strato su strato, dal divagare dell'Isonzo e delle sue numerose diramazioni. L'assenza di consistenti argini fluviali ha favorito da sempre le esondazioni, con disalveamenti e periodici cambiamenti di percorso. Ad ogni piena il carico solido trasportato dalle acque era distribuito sul territorio. Lungo le aste fluviali principali si concentravano i depositi più grossolani, ghiaie e sabbie, mentre sulle aree periodicamente inondate si spargevano le sabbie fini e i fanghi (limi). Nell'immediato post-glaciale, subito dopo lo scioglimento della coltre glaciale alpina, il livello marino era risalito di oltre 120 metri. La linea di riva dell'Adriatico aveva abbandonato la congiungente Pescara-Spalato ed era risalita verso nord andando ad occupare posizioni molto simili a quelle odierne. Simili ma non identiche. In quel tempo le diramazioni del Fiume Isonzo si distribuivano lungo l'attuale bassa pianura, oltrepassavano Grado e sfociavano in mare quasi 5 chilometri più a sud dell'attuale linea di riva (1). Questo accadeva approssimativamente tra i 12.000 e i 3.500 anni fa.

A testimoniarlo restano degli antichi depositi fluviali formati da sabbie e ghiaie stratificate che in qualche caso ancora affiorano circondati da più recenti sedimenti (2). Costituiscono oggi dei rilievi appena pronunciati che si elevano, da uno a pochi metri, sulla pianura o la laguna. Alcuni tra i sedimenti stratificati che li formano sono certamente precedenti all'età del Bronzo recente (1.300-1.150 a.C.), dato che molti dei siti archeologici riferibili a questa cultura sono spesso collocati alla loro sommità.

Sulla terraferma questi particolari rilievi si rinvenivano nella zona a nord di Grado, in località S. Marco, Belvedere e Centenera. Il nome di quest'ultima deriverebbe dal latino medioevale *centenarium*, col quale venivano indicate le terre assegnate o abitate da 100 famiglie. Altri dossi della stessa natura sono presenti lungo i corsi dei Fiumi Aussa, Natissa, Tiel e, nei pressi di Aquileia, a ridosso del Canale Anfora. Verso mare, intere isole ed isolotti risultano strettamente imparentati con gli *alti morfologici* presenti sulla terraferma. Sono l'Isola di Gorgo e quella dei Busiari, ad ovest di Grado, l'Isola del Lovo, a nord di Barbana, e inoltre Volpera e Volperassa, i Banchi di S. Pietro d'Orio e della Mula di Muggia.

Ad esclusione dei due banchi, che emergono solo con la bassa marea, di norma questi particolari rilievi si innalzano fino a 2-3 m sul livello del mare, anche se alla fine del secolo scorso raggiungevano comunemente i 5-7

m di altezza. Questo accadeva prima che un prelievo di sabbie da costruzione, effettuato in maniera massiccia dai cosiddetti 'sabbionanti istriani', ne riducesse drasticamente il volume. Da ascrivere a questo tipo di rilievi sabbiosi erano anche le isole di Villanova e Montaron, scomparse per... asporto di sabbie compiuto durante i primi decenni del '900 (3).

Oggi dunque questi antichi depositi affiorano come isolotti o banchi di sabbia semisommersi dal mare, o anche sotto forma di apparenti dune litorali; come tali in effetti sono state per lungo tempo interpretate le sabbie su cui cresce il Bosco degli Alberoni, presso l'attuale foce dell'Isonzo e le cosiddette *dune* di S. Marco e del Belvedere (4). Al contrario, se decifrate con cura, alla stregua di residue pagine d'un vecchio manoscritto, riescono a rivelarci un'affascinante storia di corsi d'acqua e pianure fluviali che il mare, con alterne vicende, da secoli sta lentamente divorando.

Durante l'Età Romana (fino al IV secolo d.C.) - I racconti degli storici e le testimonianze dell'archeologia

Gli indizi d'epoca romana utili a determinare l'evoluzione della piana isontina si fanno numerosi anche se, a volte, possono risultare d'ambigua decifrazione. Le testimonianze scritte dell'epoca, da Strabone ad Erodiano e Plinio, da Pomponio Mela, Tolomeo ad Amiano Marcellino, concordano su un punto fondamentale: i Fiumi Isonzo (*Aesontium*, *Sontium* o *Sontio*) e Natisone (*Natiso* o *Natisso*) seguivano ancora percorsi indipendenti dotati di foci distinte e distanziate. Attualmente i due corsi confluiscono nei pressi di Turriaco, a metà strada tra Cervignano e Ronchi dei Legionari. Le numerose indicazioni storiche consentono di ricostruire, per entrambi i fiumi, i loro probabili percorsi d'un tempo.

Prendiamo in esame l'Isonzo.

A Ronchi dei Legionari, dietro la Chiesa di S. Lorenzo, ancor oggi è possibile riconoscere un antico percorso di questo fiume: è segnato da un deciso avvallamento del terreno che individua l'originario alveo (5). L'età è romana essendo stati rinvenuti in quel punto, nel corso del XVIII e XIX secolo, i resti di un poderoso ponte in pietra (6). Sembra dunque che due millenni fa il percorso dell'Isonzo rasentasse il Carso per poi terminare nel Golfo di Panzano. A conferma di quest'antico tragitto fluviale esistono altri precisi indizi. All'interno di Monfalcone sono state riconosciute le tracce di un antico alveo fluviale abbandonato (7), vestigia quasi certe del percorso d'epoca romana. Inoltre, la bassa pianura isontina compresa tra Ronchi, Staranzano e Monfalcone, è l'unica formata da consistenti alluvioni ghiaiose recenti (8), in luogo delle più comuni sabbie e limi. Questa evidenza non può che testimoniare il passaggio, in epoca storica, di un fiume dotato di elevate capacità di trasporto.

Ancor più certo risulta che, tra Gradisca e San Canziano, un ramo dell'Isonzo scorresse lungo un tragitto pressoché coincidente con quello attuale. Ne danno testimonianza, circa tre chilometri a sud di Pieris, i resti del cosiddetto *ponte sull'Isonzo* (9) che, dal più vicino toponimo, chiameremo *Ponte della Marcorina*. Assieme al *Ponte di Ronchi* ed al *Ponte della Mainuzza* (10), posto quest'ultimo tra Gradisca e Gorizia, costituiscono i tre grandi attraversamenti romani sull'Isonzo sinora noti. Una stazione denominata *ad Pontem Sontii*, corrispondente al *Ponte della Mainuzza* (o Mainizza) compare nella *Tabula Peutingeriana*, copia medioevale (XII-XIII sec.) di una stupenda carta geografica d'epoca romana imperiale conservata presso la Biblioteca Nazionale di Vienna (dimensioni di 7,5 m x 0,4 m, montata su rulli).

Sembra dunque molto probabile che l'Isonzo d'età romana, una volta oltrepassata Gradisca, si dividesse in due tronconi di cui, quello dotato di progressiva maggiore pendenza, scorreva verso Ronchi e Monfalcone rasentando il Carso. Inoltre, una volta oltrepassato il Ponte di Ronchi, pare che da questo corso fluviale si staccasse un ramo secondario che, procedendo per Staranzano, si dirigeva verso sud.

Questa tendenza dell'Isonzo allo sviluppo di progressive biforcazioni lungo la bassa pianura è avvalorata, seppure indirettamente, da Marziale che, non a caso, lo definiva come *flumen multifidus*. Letteralmente 'a molte code', in analogia con bifido. Un'ulteriore indicazione proviene, ancora una volta, dalla *Tabula Peutingeriana*. In essa la zona a est di Aquileia appare come un'ampia pianura che termina in una laguna denominata *Lacus Timavi*. Alla sua estremità orientale viene fatto sfociare l'Isonzo che nel proprio tragitto doveva dunque costeggiare il limite dei rilievi carsici.

Nel *Lacus Timavi*, a breve distanza dalla foce isontina, confluivano certamente anche le acque del Fiume Timavo, il fiume... non fiume, dato che risulta praticamente privo, oggi come allora, di un vero e proprio corso di superficie sgorgando da una imponente sorgente carsica prossima alla costa. A dividere il *Lacus Timavi* dal mare aperto si ergevano due bassi isolotti calcarei, le *Insulae clarae* (11). Dai resoconti scritti del tempo, impianti termali, insediamenti consolari e folta vegetazione vivacizzavano l'area che corrispondeva all'attuale estremità settentrionale del Golfo di Panzano.

Soffermiamoci ora sul Torrente Natisone.

E' Plinio a darci un'indicazione importante: '*Natiso cum Turro* (il Turro è l'odierno Torrente Torre che lambisce Udine e scorre verso sud confluendo nel Natisone) *praefluentes Aquilejam coloniam*'. *Praefluire*, ossia 'passare davanti'. Indubbiamente Aquileia, fondata nel 181 a.C. e divenuta la seconda città del tardo impero romano, era lambita da un largo e copioso corso d'acqua, anche se affermarlo oggi sembra a dir poco azzardato. Cerchia-

mo altre indicazioni a conferma di questa affascinante ipotesi. E' Strabone a farci sapere che il fiume passante per Aquileia risultava 'navigabile per 60 stadi con grossi carichi'. La distanza di 60 stadi, poco più di 11 chilometri, ci porterebbe all'odierna Isola di Morgo, all'estremo limite esterno dell'attuale laguna. Questo a conferma che in epoca romana la zona lagunare corrispondeva ancora ad una pianura alluvionale, pur se a tratti impaludata e sicuramente solcata da piccoli corsi di risorgiva.

Per il Torrente Natisone (coi propri affluenti Torre e Judrio) le indicazioni morfologiche distribuite lungo la pianura (12) sembrano suggerire un orientamento sicuramente meridiano, sviluppato lungo la congiungente Cividale-Aquileia-Grado. Certo è che le sue acque, giunte nei pressi di Aquileia, furono dai Romani canalizzate e convogliate in un ampio porto fluviale. Il porto è tuttora visibile anche se oggi si presenta... completamente in secca! La struttura, dotata di banchine a gradoni calcarei con ancora visibili gli anelli per gli ormeggi, misurava complessivamente 300 metri di lunghezza ed era larga, da sponda a sponda, 48 metri. A oriente, a settentrione e a meridione sono state scoperte le fondazioni di tre ponti in pietra di cui il più lungo misurava 38 metri. Si presume che a quei tempi il Fiume Terzo rappresentasse il tratto terminale del *Natiso*. A riprova di questo si ricorda che ancora nelle carte geografiche del Medioevo il Fiume Terzo è indicato col nome di *Natissa*.

Esiste inoltre un'interessante testimonianza cartografica del XVII sec. (carta della *Carniola antiqua*) che, rifacendosi evidentemente a testimonianze medioevali antiche e romane, registra per i Fiumi Natisone ed Isonzo percorsi e foci nettamente distinti, con il Natisone disegnato a lambire Aquileia e sfociare verso Grado. La Grado d'età romana era un *castrum*, villaggio fortificato da una cinta muraria, i cui litorali si estendevano per almeno un chilometro al largo dell'attuale linea di riva (13). Risulta che il fortilizio fosse collegato con Aquileia da una via d'acqua navigabile, con ogni probabilità rappresentata dal basso corso del *Natiso-Natissa*.

La pianura solcata dai Fiumi Natisone ed Isonzo necessitò comunque d'interventi di drenaggio per risultare abitabile e, soprattutto, coltivabile. A tal proposito Vitruvio, parlando del territorio di Aquileia, ne decantava le fertili campagne e il salubre clima favorito, a suo dire, dall'ordinata serie di canali artificiali di drenaggio mantenuti costantemente attivi. Anche Strabone sottolineava l'opera di bonifica del territorio tra Aquileia e Grado, paragonandola a quella allora esistente nel Basso Egitto. Il collettore principale era costituito dal Canale Anfora, un largo fossato artificiale lungo oltre sei chilometri che, posto ad ovest di Aquileia, raccoglieva le acque direttamente dal *Natiso-Natissa* del quale costituiva una diramazione. In epoca romana era completamente lastricato di pietre squadrate spesse 5 cm (in parte ancora visibili) (14) e risultava, oltretutto, navigabile.

L'orientamento del Canale Anfora segue quello della caratteristica centuriazione romana, organizzata secondo due sistemi di rette parallele intersecantesi ad 90°. A ovest di Aquileia lo stesso Fiume Terzo (l'originario *Natissa*) risulta rettificato perpendicolarmente al Canale Anfora. Non dovrebbero sussistere dubbi sull'età di tale modifica del corso comprovata dai resti del cosiddetto *Ponte Rosso* (anch'esso di età romana) che lo attraversava (15). Un'ipotesi verosimile suggerisce la possibilità che lungo questa via d'acqua fosse praticata la navigazione in... discesa, da Aquileia verso Grado e il mare, mentre il Canale Anfora, dotato di acque con flusso decisamente lento, sarebbe stato utilizzato come via di risalita controcorrente dal mare verso Aquileia, con traino da riva (16).

E' invece un'antica via romana, la Via Annia, che congiungeva Aquileia con la veneta Concordia, a definirci indirettamente il momento storico in cui la situazione ambientale cominciò a deteriorarsi per poi precipitare durante il successivo Medioevo. Un'epigrafe di età tardo-romana, rinvenuta nei pressi di Aquileia (17), attesta un intervento di Massimino che, tra il 235 ed il 238 d.C., ne fece rialzare la massicciata "compromessa dalle montanti acque palustri". L'avanzamento del mare verso l'interno era già in atto, favorito da una certa propensione del territorio alla subsidenza. Intanto i canali di bonifica cominciavano a non essere più sufficienti o, cosa più probabile, avrebbero necessitato di manutenzioni che, al contrario, stavano diventando sempre più rare. Le zone più esposte al degrado furono inizialmente gli insediamenti più meridionali e tra essi quelli dell'odierna Grado.

Prima del diffondersi dell'avanzante degrado del territorio, coinciso con il tardo impero, le attuali barene esterne del Lido di Grado erano state ricche di boschi e pascoli, nonché densamente popolate, come attestato dai numerosi ritrovamenti archeologici. Anche nelle odierne paludi salmastre sviluppate a nord dell'abitato sono frequenti i resti di pavimenti a mosaico, lapidi e frammenti murari. Sono state rinvenute perfino intere file di anfore vinarie, a testimonianza di una situazione ambientale decisamente differente dall'attuale.

Nel Medioevo (dal V sec. al XV sec.) - L'abbandono dell'Uomo e il sopravvento della Natura

Le invasioni barbariche, proseguite dal V all'XI secolo, determinarono il crollo del faticoso equilibrio raggiunto tra l'Uomo e la Natura nei territori dell'estrema pianura orientale della penisola italiana. L'abbandono delle opere di drenaggio e d'arginatura delle acque decretò il rapido intasamento e disfacimento delle opere d'idraulica romane. Le cronache dei secoli che precedettero l'anno 1000 testimoniano sempre più frequenti alluvioni e disallineamenti dei corsi d'acqua che attraversavano la pianura. Ne derivavano stagnazioni ed impaludamenti, la cui causa va cercata nella mancata ripulitura dei fossi e canali di bonifica, ormai intasati e non più in grado di smaltire le acque. Una delle maggiori alluvioni storicamente documentate si verificò nel 586, sotto il regno di Agisulfo.

Nelle cronache di allora si narra che ovunque strariparono i fiumi e nella pianura isontina interi boschi di querce vennero schiantati (18).

Non fu questa la prima o l'unica volta in cui le piene fluviali soppressero ampie fasce boschive. Intorno al 1940, tra gli abitati di Villesse e Ruda, e inoltre tra Romans e Campolongo, furono rinvenuti, sepolti sotto alcuni metri di alluvioni, molti giganteschi tronchi di quercia, con incipiente carbonizzazione. Il loro diametro variava da 1,5 a 2 metri e la lunghezza raggiungeva anche i 14 metri (19). Erano tutti visibilmente sradicati e schiantati dalla forza delle acque. Non è dato di conoscere o risalire con esattezza all'età del deposito, di certo la causa del loro accumulo tra le sabbie e ghiaie alluvionali è connessa ad una devastante esondazione fluviale del passato storico. Forse si trattò di quella stessa catastrofica piena descritta nelle cronache del primo medioevo.

Anche Aquileia e il suo entroterra furono pesantemente penalizzate dalla situazione di progressivo abbandono in cui versava il territorio. Nel 550 lo storico Jornandes, nella descrizione dell'assedio perpetrato da Attila ai danni della città, verificatosi nell'anno 452, raccontava come questa fosse lambita dal Fiume Natisone lungo il suo lato orientale. La leggenda narra che fu proprio Attila con il suo esercito unno a deviare, in quella medesima occasione, il Natisone verso l'Isonzo, lasciando così senz'acqua gli Aquileiesi assediati (ma molti erano riusciti a rifugiarsi a Grado). Fu solo leggenda?

Fa comunque riflettere il fatto che una leggenda collochi in una precisa epoca storica un avvenimento molto probabilmente naturale, la deviazione fluviale, che dovette verificarsi realmente intorno a quel periodo. Dando credito alla leggenda bisogna comunque prendere atto che il *Natissa*, come attestato dalle cronache dei secoli dal X al XIV, continuò ad esistere, perlomeno come piccolo corso di risorgiva, perdendo una navigabilità alla quale, del resto, non è più fatto cenno. Una testimonianza scritta descrive la situazione della pianura isontina intorno al X secolo.

In essa (20) si ricorda che l'Isonzo, giunto presso la Fortezza di Gradisca, era ancora diviso in due rami. Uno continuava a fluire sotto il *Ponte di Ronchi* (dunque ancora parzialmente attivo), l'altro veniva a congiungersi, ad ovest di Villesse, con il Natisone già dunque spostato più ad est, lungo un tragitto mantenuto fino ai giorni nostri. Presumibilmente verso l'XI secolo l'antico corso che transitava per Ronchi e Monfalcone cessò di essere alimentato. Il ramo che lambiva Villesse, per poi unirsi alle acque del Natisone, diventò il corso principale ed unico del Fiume Isonzo.

Per Natisone ed Isonzo il Medioevo è stato dunque un'epoca all'insegna del cambiamento, con una tendenza centripeta che li ha fatti convergere, confluire e fondere in un unico flusso. Il nuovo corso, da allora, fu destinato a scorrere in posizione intermedia rispetto ai precedenti percorsi ormai inattivi di Aquileia-Grado (per il Natisone) e Ronchi-Monfalcone (per l'Isonzo).

Nei secoli che seguirono si realizzarono nuovi importanti mutamenti lungo la bassa pianura isontina, complice la diminuzione della popolazione e il conseguente sopravvento dell'evoluzione naturale sull'attività antropica. Tra l'XI e il XV sec. l'entroterra di Grado subì radicali trasformazioni a causa di un generale abbassamento del territorio, non più compensato dalle alluvioni portate dai fiumi o contrastato da sufficienti opere di difesa. Un dato su tutti: l'isola di Barbana, un tempo terraferma, nel 571 d.C. possedeva un perimetro di oltre 10 chilometri (21). Oggi, a stento, raggiunge il chilometro.

L'estensione delle aree lagunari salmastre e le tracimazioni periodiche, con impaludamenti sempre più estesi, finirono col diffondere la malaria. Nelle cronache medioevali (22) la presenza del morbo è indirettamente citata a partire dal 1242. Fu di volta in volta indicata come *aestivi coeli intemperies*, *aeris corruptio* e *trista aria*. Come conseguenza, poco prima del 1500, Aquileia diventò una città fantasma e gli abitanti di Grado e Mons Falconis, l'odierna Monfalcone, si ridussero a poche centinaia. Forse non è del tutto azzardato, per le due zone, collegare il diffondersi della malaria alle mutate condizioni idriche, essendo in entrambe venuti a mancare i flussi di acque correnti, sostituiti probabilmente da impaludamenti e ristagni che favorirono il radicarsi delle condizioni insalubri.

Lungo la pianura isontina il trasporto e la deposizione dei detriti fluviali si erano da sempre concentrati nei settori di Grado (Natisone) e Monfalcone (Isonzo). In entrambi i casi le morfologie sottomarine sembrano tuttora conservare la memoria dei relativi apparati deltizi. I cambiamenti dei percorsi di pianura di entrambi i fiumi, verificatisi presumibilmente nel precoce Medioevo, innescarono lungo le coste friulane radicali modifiche ambientali e paesaggistiche.

Dalla Serenissima ai primi del '900 (dal XVI sec. all'inizio del XX sec.) - Le carte geografiche fotografano il vagabondare dell'Isonzo

'Fiume vagabondo' è stato definito, e non a caso, l'Isonzo (23). Le sue frequenti divagazioni lungo la pianura sono attestate dalle numerose carte geografiche che nel corso degli ultimi cinque secoli ne hanno ampiamente motivato l'appellativo. Le carte geografiche del XVI secolo (24) dimostrano come il corso del Natisone, coi propri affluenti Torre e Judrio, confluisse ormai nell'Isonzo, tra Ruda e Villesse. E come quest'ultimo, attraversando Villesse e curvando a sud verso Turriaco e Pieris, sfociasse poi a est di Grado. In questo periodo la foce era situa-

ta in località Golometto, a est della Bocca di Primero. Il corso dell'Isonzo di allora coincide in gran parte con l'odierno Isonzato, sinonimo di Isonzo vecchio e Canale Isoncello. Il tragitto dell'Isonzo così descritto era ormai divenuto il solo ed unico ramo attivo, dato il definitivo abbandono del tragitto Ronchi-Monfalcone.

A quei tempi lo Sdobba, futuro ramo distributore delizioso, veniva ancora indicato come piccolo corso di risorgiva. Anche il Fiume Terzo, l'antico *Natissa*, risultava ormai ridotto ad un fiume di risorgiva le cui acque continueranno ad alimentare, fino ai giorni nostri, il Canale Anfora. In questo periodo riprende l'intervento di bonifica lungo la bassa pianura friulana, ma ancora per due secoli sarà limitato alle zone poste ad ovest del Fiume Aussa. Nel 1580 una nuova via di sbocco al mare cominciò a diventare attiva: era il ramo denominato Sdobba, dallo slavo *dobie*: bosco di querce, che indubbiamente vi cresceva intorno (25). Nel 1580 le acque dell'Isonzo in piena lo avevano utilizzato come naturale via di deflusso incanalandosi in esso ed allargandone l'alveo. Non lo avrebbero più abbandonato.

Meno di dieci anni dopo, nel 1589, un'ennesima tremenda alluvione replicò a Villesse i gravi danni prodotti esattamente un secolo prima, nel 1490. In questo settore le testimonianze morfologiche attestano ripetute e periodiche diversioni d'alveo favorite dalle frequenti piene fluviali. Furono allagate le campagne e distrutta la chiesa di San Pier d'Isonzo (26). L'onda di piena, aumentata dagli afflussi di Natisone e Torre, raggiuse la zona di Pieris. Lì il flusso si divise, in egual misura, tra l'Isonzato e lo Sdobba (27). Tra i due canali, da Pieris fino al mare, rimase isolata una stretta lingua di terra che da allora, non a torto, fu denominata isola (Isola Morosini).

Le cartografie dell'epoca indicano che nel 1638 l'Isonzo, nel suo tratto verso la foce, si divideva ancora in due rami di pari ampiezza ed importanza (28). Le successive e sempre più dettagliate carte della zona documentano un progressivo impoverimento di acque dell'Isonzato a favore di una parallela crescita dello Sdobba. Col finire del secolo lo Sdobba si trasformò nel corso principale. Nei primi decenni del 1700 il flusso dell'Isonzato si interruppe definitivamente. Il nuovo corso aveva preferito lo Sdobba ed un piccolo canale laterale, l'Ara, gli aveva fatto da spalla fornendogli un invito morfologico alla migrazione verso est.

Nel XVI e XVII secolo il mare intanto era avanzato progressivamente sulla pianura. A sud di Grado, interi territori un tempo emersi furono trasformati in isolotti che, nel 1646, subirono la definitiva sommersione (29). Nel 1776, sotto Maria Teresa d'Austria, il territorio paludoso dell'agro aquileiese cominciò ad essere nuovamente sottoposto ad una massiccia opera di prosciugamento con la creazione di una rete di canalizzazioni (*bonifiche teresiane*). Seguivano un progetto elaborato ben due secoli prima e mai realizzato, ricalcando le direttrici dell'antica centuriazione romana. Il Canale Anfora, ad oltre 1.800 anni dalla sua costruzione, riprese la sua originaria funzione di collettore drenante delle acque superficiali della falda. Nel 1790 motivi politici ed economici bloccarono la prosecuzione dell'intervento. La bonifica aveva recuperato alla coltivazione oltre 2.200 ettari di pianura (30).

In una carta del 1740 (31) compare, a est dello Sdobba, un piccolo corso di risorgiva che resterà tale ed indipendente fino alla seconda metà del 1800: era il Correntia. Durante una piena fluviale, collocabile nel 1895, si verificò una rotta del ramo di Sdobba lungo l'ansa di un meandro. Dopo aver percorso poche decine di metri le acque fuoriuscite intersecarono il Correntia ed in esso si incanalarono procedendo verso mare. Nei decenni che seguirono il suo stretto alveo subì, in modo naturale, una progressiva rettifica ed allargamento, fino a raggiungere il chilometro di ampiezza (32). Per un certo periodo (1894-96) divenne addirittura l'unico ramo attivo della foce dell'Isonzo mentre lo Sdobba veniva utilizzato esclusivamente durante i flussi di piena. Il nuovo ramo prese il nome *Quarantia*, contaminazione di Correntia, o derivante, come qualcuno forse a torto ritiene (33), dal diritto di dogana che in quel punto potrebbe essere stato corrisposto (per l'appunto pari ad 1/40 del valore delle merci trasportate).

Tra lo Sdobba ed il Quarantia (ex Correntia!) si formò l'Isola della Cona, attuale fulcro naturalistico del Parco dell'Isonzo.

Gli ultimi cento anni (XX secolo) - L'intervento antropico a favore delle terre emerse

All'inizio del '900 vennero ripresi i lavori di bonifica. Furono ripuliti i vecchi drenaggi, ormai intasati, delle settecentesche 'bonifiche teresiane', e si intrapresero nuovi lavori su una superficie di 4.500 ettari. Si agì poi tra le due guerre e, successivamente, dopo la fine del secondo conflitto mondiale. Complessivamente fu sottratto a lagune e paludi circa il 20% del territorio (34).

Negli anni '30 ci si rese conto che l'abbondante apporto di sabbie fluviali del Canale Quarantia avrebbe, col tempo, favorito l'interrimento del porto di Monfalcone. Lo stesso litorale tra il Quarantia e la foce del Timavo si è sviluppato grazie alla ridistribuzione delle sabbie deltizie da parte delle correnti lungo costa (35). Negli anni '20 l'apporto di sabbie alla foce del Quarantia fu valutato pari a 17.500 mc all'anno (36). L'effetto che ne derivò alla foce fu una rapida espansione verso mare del cuneo sabbioso emerso. Questo dato è confermato non solo dal confronto tra le carte topografiche redatte in anni successivi ma anche dalle cronache del tempo che riportano frequenti liti per il possesso di terreni di nuova formazione lungo la foce!

Mentre il delta del Quarantia si ampliava, quello dello Sdobba, non più alimentato, subiva una progressiva erosione che andò estendendosi verso Golameto e le spiagge di Grado (37). Il fatto indusse la costruzione, tra il Porto di Primero e la foce del Quarantia, di una serie di pennelli costieri a protezione dei litorali. Non fu sufficiente. Si corse ai ripari nel 1938 con uno sbarramento (tuttora visibile parallelamente alla strada sterrata che conduce all'Isola della Cona) che decretò l'estinzione del Quarantia e il ripristino del flusso nel ramo di Sdobba. In ogni caso la velocità di erosione della spiaggia di Golometo venne rallentata ma non bloccata. Si calcola che la linea di riva, dal 1900 e dal 1956, sia arretrata di ben 196 metri (38).

Negli anni '60 e '70 l'ampliamento verso mare della barra di foce dell'Isonzo, ormai ricondotto artificialmente nel solo ramo di Sdobba, subì un vistoso rallentamento. La causa va cercata nella diminuzione degli apporti solidi fluviali, in questo caso rappresentati da sabbie e limi con rare e scarse ghiaie. Il calo degli apporti solidi portati dal fiume alla sua foce fu la diretta conseguenza della costruzione, lungo il medio corso dell'Isonzo, di opere di difesa spondale e, in territorio sloveno, di un ampio bacino idroelettrico. Le difese spondali diminuirono l'erosione d'alveo mentre la diga formò una barriera insormontabile per molti detriti alluvionali intrappolati sul fondo dell'invaso artificiale. Da qui il calo complessivo dei detriti alluvionali che, in altre condizioni, potevano invece raggiungere la foce dell'Isonzo.

Nel 1970 lo smaltimento delle acque stagnanti nella bassa pianura isontina fu assicurato da un impianto idrovoro che si sostituì al drenaggio a deflusso naturale. L'intervento si rese necessario dato l'innalzamento relativo del livello della falda freatica connesso al progressivo abbassamento del territorio, la cosiddetta *subsidenza*. Quest'ultima è valutabile in 3 cm/secolo comparando l'innalzamento del livello marino nel Golfo di Trieste durante l'ultimo secolo (39), equivalente a 14 cm, con quello del Mare Mediterraneo che risulta, appunto, di 3 cm inferiore.

Per la subsidenza di queste aree di bassa pianura perlagunare viene chiamata in causa la costipazione che il terreno agrario subisce quando è sfruttato dalle coltivazioni a rotazione (40). In tal modo l'aratura si spinge, anno dopo anno, sempre più in profondità e, per non intersecare il piano di coltivazione con il livello della falda acquifera sono necessari emungimenti di acque sempre maggiori. Del resto, lo stesso drenaggio del terreno causa compattazione e, dunque, ulteriore abbassamento.

La situazione attuale. La breve tappa di un continuo mutamento

Ora che l'evoluzione della bassa pianura isontina appare più nitida, almeno nelle sue linee essenziali, apriamo una carta geografica dei giorni nostri ed osserviamo. Proviamo a soffermarci con occhio nuovo sulle frastagliate coste sabbiose, sulle isole lagunari e i lobi deltizi protesi verso l'Adriatico. Non può più sfuggirci la precarietà di quei confini tra terra e mare, tra argini e pianura. Tutto finisce per apparire un'effimera tappa di un mutevole divenire che l'Uomo, in ogni epoca, ha tentato, più o meno strenuamente, di bloccare, regimare ed assoggettare alle necessità del proprio esistere.

Da un lato i drenaggi, le barriere, gli argini, i ponti, le strade, le mura, le abitazioni, i campi coltivati... Dall'altro la forza delle tracimazioni fluviali, il lento procedere della subsidenza, l'aggressione delle mareggiate e il progressivo innalzamento del livello marino. Gli effetti sono evidenti osservando la Laguna di Grado, la cui profondità non supera il metro. Un tempo era pianura ed ora risulta letteralmente divorata dal mare. Lungo la bassa costa sabbiosa nord-orientale solo il delta dell'Isonzo resiste all'attacco di mareggiate e correnti grazie ai continui detriti fluviali (seppure diminuiti dalle opere di sistemazione) prevalentemente sabbiosi che vengono abbandonati alla foce.

Se in futuro anche l'apporto dell'attuale delta dell'Isonzo dovesse cessare, a causa di un'ennesima divagazione del basso corso verso altri sbocchi in mare (Grado o Monfalcone), il cuneo di sabbie ora proteso in direzione di Trieste verrebbe lentamente, ma inesorabilmente, smantellato e sommerso. Il settore si trasformerebbe, nel corso di alcuni secoli, in una copia della Laguna di Grado.

La stima della velocità media di avanzamento del mare sulle terre emerse può essere valutata nella zona di Grado, dove negli ultimi 1.500 anni il confine tra mare e pianura è arretrato con una velocità media di circa 3-4 m all'anno. La velocità reale di arretramento è stata invece estremamente discontinua, con periodici rallentamenti dovuti agli interventi antropici. Ad esempio, la propensione all'erosione dei litorali gradesi, è stata di recente contrastata da efficaci opere di difesa costiera.

Negli ultimi 50 anni una delle ulteriori ragioni dell'aggravamento dell'attuale situazione è stato l'accentuarsi del maltempo. La demolizione delle coste e l'asporto di sedimenti dalla laguna verso il mare aperto sono innescate dalla concomitanza di due cause ben precise (41): le *mareggiate*, connesse alle perturbazioni atmosferiche, ed il fenomeno dell'*acqua alta*. Quest'ultimo, a sua volta, è indotto dalla contemporaneità di quattro condizioni altrettanto critiche: le *maree sigiziali*, sviluppate quando Sole e Luna si trovano in opposizione (due volte al mese) e massima diventa la loro forza di attrazione (si ricordi che l'escursione mareale media dell'alto Adriatico ha un valore inferiore ai 50 cm, quella sigiziale supera i 55 cm); le *basse pressioni atmosferiche*, che favoriscono il complessivo innalzamento (alcuni dm) di ampie masse d'acqua nella zona del minimo di pressione; l'effetto in-

nalzante dovuto alle *sesse*, oscillazioni forzate (parecchi dm) dei mari interni stretti ed allungati quali l'Adriatico e, non ultima, la potenza del *vento di scirocco* che blocca il deflusso dei fiumi e sospinge le acque verso settentrione.

Come conseguenza, in certi particolari momenti, sempre più frequenti in questi ultimi decenni, il livello marino può occasionalmente sollevarsi anche di oltre due metri rispetto al proprio valore medio. Quando ad un simile effetto si unisce quello provocato da una mareggiata (ricordiamo inoltre la propensione alla lenta subsidenza del territorio, 3 cm/secolo, e in più la tendenza all'innalzamento del livello marino del Mediterraneo, 11 cm/secolo) risulta evidente la situazione di rischio cui sono soggetti molti degli attuali territori costieri. Ne risente anche la laguna, solo apparentemente protetta. In particolare l'acqua che vi entra in eccesso durante le mareggiate rifluisce verso il mare aperto con elevate velocità. Ne consegue un asporto sia dei materiali più fini, che vengono dispersi al largo, sia delle sabbie, le quali vanno ad accrescere i piccoli delta sommersi esterni alle bocche lagunari.

Osservando l'idrografia che caratterizza la pianura isontina si percepisce che l'Isonzo è l'unico elemento naturale in grado di rallentare, attraverso il suo continuo apporto di detriti fluviali, l'avanzata dei processi erosivi costieri. Gli altri corsi d'acqua di cui è ricca la bassa pianura isontina, Aussa, Anfora, Natissa-Terzo, Tiel, Brancollo, Fiumicino, Cavanna e Rosega, sono sempre fiumiciattoli e canali artificiali alimentati da caratteristiche polle di risorgiva. Sorgenti simili si allineano lungo la fascia di transizione tra le prevalenti ghiaie, più porose, distribuite a nord, e le sabbie e limi, estese a sud. All'interno delle prime, sotto la superficie, scorre lentamente l'acqua della falda freatica. Quella stessa acqua, incontrando le meno porose sabbie e i limi della pianura più meridionale, è costretta forzatamente a risalire in superficie dando luogo alle polle di risorgiva. Ne derivano dei corsi d'acqua limpidi, con trasporto solido pressoché nullo.

L'Isonzo dunque è solo nella propria costante battaglia contro l'erosione costiera. L'Uomo, in maniera saltuaria e discontinua, con alterno impegno e spesso effimeri risultati, cerca di contribuire alla propria 'giusta causa', quella di strappare alla laguna le terre bloccando la furia delle mareggiate e contrastando l'innalzamento, lentissimo ma per ora inesorabile, del livello marino.

8 - Conclusioni

Abbiamo attraversato gli ultimi 300.000 anni di storia geologica del Friuli. Del Friuli abbiamo osservato il reticolo idrografico mentre si modificava attraverso crolli di diaframmi rocciosi e spostamenti di spartiacque che comportavano l'acquisizione di territori un tempo appartenenti al bacino del Mar Nero. Siamo stati diretti spettatori di una serie di cambiamenti climatici radicali che per lunghi periodi hanno condizionato gran parte delle aree montane mentre questi andavano ricoprendo di ghiaccio. Ne abbiamo raccolto gli effetti deposizionali attivi al margine della coltre glaciale.

Dalle sue propaggini meridionali abbiamo percepito l'irruenza delle acque di fusione cariche di detriti distribuiti incessantemente verso il mare ad incrementare l'avanzamento della pianura friulana. Quasi con meraviglia abbiamo seguito il grande ghiacciaio tilaventino ridimensionarsi fino a sparire, con una successione di ritiri, parziali avanzate e soste temporanee, sottolineate dall'abbandono di una serie di cordoni morenici frontali e recessionali mirabilmente organizzati a testimonianza di una sorta di lenta danza glaciale ritmata dalle variazioni del clima quaternario.

Con interesse infine abbiamo accolto l'inaspettato colpo di coda tardo-würmiano, mentre intorno a noi le conche delle cime più elevate si rivestivano nuovamente di ghiacci. Per un momento ci sono sembrati il segnale d'inizio di una nuova e poderosa avanzata glaciale ma di lì a poco, al contrario, si sono rivelati nel loro più realistico significato: l'ultimo istante dell'ormai agonizzante intervallo glaciale würmiano. Il loro successivo rapido ritiro ha sancito l'ingresso nel post-würmiano, nell'Olocene. Da quel momento l'intero territorio friulano, liberato definitivamente dai ghiacci, si è assoggettato alla forza delle acque ruscellanti.

Abbiamo allora preso atto di quanto possa sul territorio la violenza delle acque correnti, che cadono, scorrono e ne imbevono la superficie saturando le profondità del terreno. Da un lato abbiamo assistito ai cedimenti di interi versanti vallivi che con gli accumuli di paleofrana riuscivano a bloccare per migliaia di anni i deflussi delle acque nei fondovalle; dall'altro ci siamo meravigliati che eventi catastrofici di tale portata avessero, alla fine, portato al territorio un indubbio beneficio dal lato paesaggistico. Abbiamo continuato, con curiosità ed attenzione, ad osservare i cambiamenti del territorio intramontano. Abbiamo visto i laghi di sbarramento, uno dopo l'altro, formarsi e poi sparire sotto la sferza dell'erosione fluviale.

Come in certi tratti ci appariva chiara la vocazione erosiva, così in altri notavamo, al contrario, la continua e incessante affermazione della tendenza opposta. Vedevamo intorno a noi generarsi estese falde e conoidi di detrito accumulati alla base delle pareti fratturate per quotidiani distacchi di frammenti, e in parallelo percepivamo l'ampliarsi poderoso dei conoidi alluvionali. Da quelli confinati lungo le vallate carniche e giulie a quelli, molto meno ripidi e più ampi, dell'alta pianura friulana. E in quest'ultima abbiamo appreso della insistente ten-

denza alla divagazione dei corsi fluviali che anche in periodi storici hanno abbandonato vecchi percorsi abbracciandone nuovi e finendo per riorganizzare, come nell'Isontino, le principali linee di deflusso. Abbiamo finito per toccare con mano l'intensità dell'azione del mare, là dove i mutamenti dei tragitti fluviali e dei corrispondenti punti di foce sottraevano alla costa il necessario apporto detritico capace di contrastare le erosioni delle maree e delle mareggiate.

Da ultimo ci è risultata evidente l'opera caparbia dell'Uomo che negli secoli recenti, per propria tutela, si è adoperato a fermare il decorso naturale dei processi e dei fenomeni naturali che sono parte della storia evolutiva del territorio, cristallizzandone l'assetto in una sorta di precario equilibrio. Ed è così che proprio quello stesso territorio nel quale viviamo, ci muoviamo e che utilizziamo per lavoro e per svago, ad un'osservazione fugace, non ragionata, può apparirci statico, apparentemente immobile ed immutabile nel tempo.

Queste poche pagine dimostrano il contrario. Quanto ci circonda è un fotogramma di una lunga pellicola. Un fotogramma che durante la proiezione si è bloccato per un 'fermo immagine', momentaneamente imposto dall'operatore. Solo momentaneamente. Il copione in parte lo conosciamo. Prima o poi la pellicola riprenderà a scorrere.